Signification des âges $Ar/^3$ Ar le long de détachements crustaux : exemples de l'île d'Ikaria (Cyclades, Grèce) et du massif du Tende (Corse alpine, France)

Alexandre Beaudoin

▶ **To cite this version:**

Alexandre Beaudoin. Signification des âges $Ar/^3$ Ar le long de détachements crustaux : exemples de l'île d'Ikaria (Cyclades, Grèce) et du massif du Tende (Corse alpine, France). Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2017. Français. NNT : 2017ORLE2027 . tel-01887525

HAL Id: tel-01887525
https://theses.hal.science/tel-01887525

Submitted on 4 Oct 2018

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

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

Centre Val de Loire UNIVERSITÉ

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

UNIVERSITE D'ORLEANS

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

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

THÈSE présentée par :

Alexandre BEAUDOIN

soutenue le : **22 Septembre 2017**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**
Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers / Géodynamique

Signification des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ le long de détachements crûstaux: exemples de l'île d'Ikaria (Cyclades, Grèce) et du massif du Tende (Corse alpine, France)

THÈSE dirigée par :

Laurent JOLIVET	Professeur, Université d'Orléans
Romain AUGIER	Maître de conférences, Université d'Orléans
Stéphane SCAILLET	Chargé de recherche, CNRS Orléans

RAPPORTEURS :

Patrick MONIÉ	Directeur de recherche, CNRS Montpellier
Federico ROSSETTI	Professeur associé, Université de Rome

JURY

Holger STÜNITZ	Professeur, Université d'Orléans
Patrick MONIÉ	Directeur de recherche, CNRS Montpellier
Federico ROSSETTI	Professeur associé, Université de Rome
Michel DE SAINT BLANQUAT	Directeur de recherche, CNRS Toulouse
Loïc LABROUSSE	Professeur, UPMC – Paris 6
Laurent JOLIVET	Professeur, Université d'Orléans
Romain AUGIER	Maître de conférences, Université d'Orléans
Stéphane SCAILLET	Chargé de recherche, CNRS Orléans

REMERCIEMENTS

Mes remerciements se dirigent en premier vers mon directeur de thèse, Laurent Jolivet, que je remercie pour la confiance qu'il m'a accordé pour mener à bien ce travail. Merci pour tout ce que cette thèse m'a apporté, humainement et professionnellement. J'aime beaucoup l'énergie que Laurent dépense pour l'esthétisme en géologie, qui fait sourire certains, mais c'est une quête qui me touche, tout simplement car la géologie est belle, et j'espère avoir pu y apporter quelques pierres (sans jeux de mots…). Je le remercie particulièrement pour la souplesse qu'il laisse à ses étudiants sur la façon de mener à bien un travail de recherche et sur la façon de le vendre et de le représenter, qui rend compte à mon avis d'une grande sagesse dans l'art de diriger la recherche. Je le remercie également pour sa disponibilité à toutes épreuves et l'ambiance positive dans laquelle nous sommes sûrs de pouvoir travailler à ses côtés.

Mes pensées et remerciements vont ensuite vers Romain Augier avec qui j'ai le plus travaillé durant ce périple à Orléans : du M1 jusqu'à la fin de cette thèse, c'est la personne qui a le plus rapidement compris qui j'étais et m'a fait confiance. Une rencontre des plus importantes pour moi, qui a joué un rôle majeur sur ma décision de m'engager dans une thèse en géodynamique. Je lui dois beaucoup sur les compétences que j'ai acquises durant ces années à Orléans, et notamment sur le terrain. Merci également pour sa disponibilité et la très bonne ambiance dans laquelle nous avons travaillé, tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Je finis par remercier Stéphane Scaillet, qui a largement supervisé l'aspect datation, notamment pour sa rigueur sur la partie géochronologie, qui a apporté un vrai équilibre dans la thèse. Il a dépensé beaucoup d'énergie et de temps dans le développement du laboratoire argon, de manière à ce que nous puissions incorporer les données d'âges dans la thèse comme il l'était prévu (et ce n'était pas gagné !). Merci à lui pour toutes les compétences et connaissances acquises dans le domaine de la radiochronologie. Cette demi-année dans le laboratoire restera mémorable pour moi !

J'aimerais remercier également toutes les personnes administratives qui ont rendu possible cette thèse, et qui ont facilité son déroulement : le directeur et le co-directeur de l'ISTO Bruno Scaillet et Fatima Laggoun-Défarge, les directeurs de l'université d'Orléans Youssoufi Touré et Ary Bruand, l'ERC, les membres du projet RHEOLITH et le personnel gérant administrativement le projet. Merci à Marlène Lallemand, Martine Bodusseau, Virginie Lancelot, Olivier Gaudefroy,

Nathalie Pothier, Catherine Giffault, Catherine Leroy, Marie-Noëlle Pailhès. Merci également aux informaticiens Laurent Catherine et Yohann Brossard.

Mes pensées vont également à toutes les personnes qui m'ont aidé dans ces travaux de thèse et dans leurs valorisations (parfois futures) dans le monde de la recherche. Merci à Abdeltif Lahfid pour son aide dans l'étude RSCM à Ikaria. Un grand merci à Hugues Raimbourg et Jacques Précigout pour l'encadrement et l'aide apporté sur le travail sur les mécanismes de déformation dans la zone de cisaillement du Tende. C'est un aspect qui m'a vraiment intéressé et j'espère pouvoir aller plus loin dans cette thématique par la suite que je ne l'ai fait pour l'instant en raison du temps (je ne parle pas de la météo orléanaise, que je ne remercie pas ou peu d'ailleurs…fallait le caser quelque part). Merci à Valérie Bosse pour son apport concernant la datation de la fusion partielle dans les migmatites dans l'article d'Ikaria. Merci à Cyril Durand de m'avoir initié au monde de la quantification des transferts de matière. Merci à Nicole Le Breton pour le temps passé sur la réalisation de pseudosections pour la zone de cisaillement du Tende, bien pauvre minéralogiquement... Merci également à Anthony Jourdon qui m'a accompagné dans mes premières marches dans le maquis corse et qui a participé à l'élaboration de la carte de déformation dans le massif du Tende. Un grand merci à Nicolas Mora, dernier stagiaire en date, d'avoir pu continuer un peu (et même beaucoup) les datations *in situ* que j'ai pu intégrer dans ma thèse.

J'aimerais également remercier tout particulièrement les personnes qui nous ont aidés pour tout ce qui touche aux protocoles de préparation et d'analyse des échantillons. Je remercie toutes ces personnes pour leur grande disponibilité. Je pense aux gars de l'atelier Rémi Champallier, Esteban Le Moing et Rémy Planckaert. Merci également aux litholamelleurs Sylvain Janiec et Jean-Gabriel Badin. Merci à Patricia Benoist-Julliot (à qui j'ai demandé plein de petites choses...) et Ida Di Carlo pour les analyses à la microsonde électronique et au MEB. Merci à Marielle Hatton pour l'acide fluorhydrique. Un immense merci à Laurent Perdereau et particulièrement à Quentin Thibault pour leur investissement dans l'élaboration du laboratoire argon qui nous a permis de pouvoir réaliser les datations comme il était prévu.

Merci bien sûr à tous mes camarades thésards, post-thésards et même encore plus gradés, (genre maitre de conf et sédimentologue lacustre pour Anaëlle) ! Ça a été un plaisir de vous rencontrer et de vivre dans toute cette bonne ambiance et bonne humeur grâce à vous. Merci à, en espérant en oublier aucun tellement il y en a masse, Nolwenn, Hugo, Julien, Kévin, Chloé, Emélie, Mohammed, Bashar, Anne-Aziliz, Thomas, Alexandra, David, Yann, Malcom, Sarah, Leo, Leila,

Colin, Rabi, Gulia et Camille (merci vraiment à vous deux de m'avoir motivé à rejoindre l'asso d'escalade qui m'a apportée beaucoup sur différents aspects !), Adoum, Pietro, Adrien et Adrien, Florent, Thomas, Benoit, Marie-Laure, Carlos, Léo, Amélie, Zineb, Morgane, Léonard, Nicolas, Clément, Eloïse, Armel, Julie ainsi que Nicolas. Merci également à Charlène. Un merci tout particulier à Hugues, Valentin, Joana, Maxime et Vincent, rencontrés dès l'arrivée à Orléans en M1, qui ont été rapidement (même si j'ai pris le lit double dans les Cévennes) et sont aujourd'hui de mes meilleurs amis. Merci d'avoir été présents dans les moments difficiles.

Un grand merci tout particulier également à toute ma « petite » famille, qui ne sait pas tout ce que cette thèse lui doit !

Un dernier merci, mais pas des moindres, à Justine, qui a apporté un équilibre dans ma vie et donc dans mon travail, et donc le recul nécessaire pour aller jusqu'au bout et terminer « pseudo »- sereinement ce travail de thèse ! Merci pour le gros soutient sur les taches de la vie quotidienne à la fin, j'ai une dette immense en vaisselle ! Merci pour son aide concernant la mise en page de ce manuscrit.

Sommaire

CHAPITRE1 : **INTRODUCTION** 1

1.1 Localisation de la déformation et rhéologie de la croûte continentale 3

1.2 Etat de l'art du comportement de l'argon dans les micas blancs : signification et interprétation des âges Ar/Ar. 10

1.2.1 Diffusion et âges de refroidissement 10

1.2.2 L'interprétation des âges Ar/Ar dans les zones de grande déformation pour le mica blanc 14

1.3 Synthèse, questions soulevées et optique/stratégie de l'étude 21

CHAPITRE 2 : PREMIERE CIBLE D'ETUDE : Le massif granitique d'Ikaria (Cyclades, Grèce) 27

2.1 Contexte géologique – *Article 1: The Ikaria high-temperature Metamorphic Core Complex (Cyclades, Greece): Geometry, kinematics and thermal structure* 29

2.2 Gradient d'intensité de la déformation et modalités de mise en place du complexe granitique - *Article 2 : Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions : The example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece)* 56

2.3 Gradient d'intensité de la déformation dans le granite de Karkinagrion, observations aux échelles de l'affleurement et de l'échantillon 79

2.4 Evolution des micro-textures et microstructures avec l'intensité de la déformation dans le granite de Karkinagrion, observations à l'échelle de la lame mince 84

2.4.1 Echantillons caractérisés par une déformation purement ductile 84

2.4.2 Echantillons caractérisés par des incréments cassants de la déformation 92

2.5 Compositions chimiques de phases minérales majeures du granite de Karkinagrion, corrélation aux microstructures 98

2.6 Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ 103

2.6.1 Stratégie et échantillonnage 103

2.6.2 Résultats des datations en step-heating 104

2.6.3 Résultats des datations *in situ* 112

CHAPITRE 3 : SECONDE CIBLE D'ETUDE : Le massif granitique du Tende (Corse Alpine, France) 129

3.1 Contexte géologique du massif du Tende et distribution/style de la déformation - *Article 3: Deformation behavior of continental crust during subduction and exhumation: Strain distribution over the Tenda massif (Alpine Corsica, France)* 131
3.2. Mécanismes de déformation 156
3.2.1. Stratégie d'échantillonnage 156
3.2.2 Evolution des microstructures et micro-textures dans le gradient d'intensité de la déformation, observations à l'échelle de l'échantillon 158
3.2.3 Evolution des microstructures et micro-textures dans le gradient de la déformation ; Observations à l'échelle de la lame mince 161
3.2.4 Evolution des microstructures dans le gradient d'intensité de la déformation ; Echelle des agrégats 165
3.2.5 Evolution des proportions modales 175
3.2.6 Transferts de matière 177
3.2.7 Caractérisation chimique des phases majeures. 185
3.3 Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ 194
3.3.1 Stratégie et échantillonnage 194
3.3.2 Résultats des datations en *step-heating* 197
3.3.3 Résultats des datations *in situ* 217

CHAPITRE 4 : DISCUSSION 227

4.1. Cas d'un granite syncinématique : le massif d'Ikaria 229
4.1.1 Evolution du MCC d'Ikaria 230
4.1.2 Estimation des températures de fermeture (Tf) pour le mica blanc et le feldspath potassique 233
4.1.3 Localisation de la déformation, gradients d'intensité de la déformation et température de déformation 235
4.1.4 Signification des âges Ar/Ar 241
4.1.5 Discussion sur les limites des interprétations 251
4.2. Cas d'un protolithe agé : le massif du Tende 253
4.2.1 Evolution de la minéralogie et des transferts de matière pendant la formation et l'évolution de l'ETSZ 253
4.2.2 Mécanismes d'adoucissement possibles à l'échelle de l'échantillon 258

4.2.3 Modèles de formation de l'ETSZ, style de déformation et localisation de la déformation à plus grande échelle 262
4.2.4 Significations des âges Ar/Ar 268
4.3 Synthèse générale 294

CONCLUSIONS 299

REFERENCES 301

ANNEXES 315

Annexe 1 : La datation absolue par le système K-Ar 317

1.1 Théorie, principes et développement algébrique 317
1.1.1 L'équation fondamentale de radiochronologie 317
1.1.2 La méthode $^{40}Ar/^{40}K$ 318
1.2 La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ en pratique 320
1.2.1 Terminologie 320
1.2.2 Corrections des réactions d'interférence 321
1.2.3 Estimation du paramètre d'irradiation *J* 322
1.2.4 Propagations des erreurs sur le calcul de l'âge 323
1.2.5 Présentation des résultats 324

Annexe 2 : Protocoles et caractéristiques analytiques dans l'ordre d'apparition dans la thèse (hors datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ et articles) 326

Annexe 3 : Protocoles et caractéristiques analytiques des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ 328

3.1 Préparation des échantillons 328
3.1.1 Massif d'Ikaria 328
3.1.2 Massif du Tende 329
3.2 Protocole d'envoi à l'irradiation (Tende et Ikaria) 329

3.3 Analyse des échantillons et des standards : Matériel et protocole 330

Annexe 4 : Tableaux d'analyses concernant la cible d'étude d'Ikaria 332

4.1 Compositions chimiques 332
4.1.1 Feldspath potassique 332
4.1.2 Feldspath plagioclase 333
4.1.3 Biotite 335
4.1.4 Muscovite 336
4.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 338
4.2.1 Datation en step-heating 338
4.2.2 Datations *in situ* 341

Annexe 5 : Tableaux d'analyses concernant la cible d'étude du Tende 346

5.1 Compositions chimiques 346
5.1.1 Feldspath potassique 346
5.1.2 Albite métamorphique 347
5.1.3 Biotite, hornblende et épidote 349
5.1.4 Phengite 350
5.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 360
5.2.1 Datations en step-heating 360
5.2.2 Datations *in situ* 370

Annexe 6 : Spectres d'âge des datations concernant la cible d'étude d'Ikaria 376

6.1 Datation en step-heating 377
6.2 Datation *in situ* 380

Annexe 7 : Spectres d'âge des datations concernant la cible d'étude du Tende 382

7.1 Datation en step-heating 383

7.2 Datation *in situ* 391

Références des annexes 393

Table des illustrations

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Figure 1 : Profil rhéologique simple de la croûte continentale montrant un comportement cassant dans la partie supérieure et un comportement ductile dans la partie inférieure (Scholz, 1988).. 4

Figure 2 : Dépendance des profils rhéologiques de la lithosphère en fonction de la vitesse et de l'intensité de la déformation (Gueydan et al., 2014). 6

Figure 3 : Evolution de la résistance et de la géométrie d'une zone de cisaillement de type I en épaississement par durcissement rhéologique et de type II en amincissement par adoucissement rhéologique (Mean, 1995)..... 7

Figure 4 : Corrélation des diffèrent types de zones de cisaillement aboutissant à une géométrie finale similaire et à différents gradients d'âges de déformation. 9

Figure 5 : Différence de profils de spectre step-heating entre des monograins non déformés et des monograins déformés pour un même échantillon (zone de cisaillement de Pogallo, Alpes du sud ; Mulch et al., 2002)..... 16

Figure 6 : Spectre step-heating avec un profile en perte provenant de datations sur population d'une mylonite (zone de cisaillement de Norumbega, Maine, USA ; West & Lux, 1993).. 17

Figure 7 : Stratégie d'échantillonnage pour les datations Ar/Ar le long de gradients d'intensité de la déformation..... 24

CHAPITRE 2 : PREMIERE CIBLE D'ETUDE : Le massif granitique d'Ikaria (Cyclades de l'est, Grèce)

Figure 8 : Carte et coupe géologiques l'île d'Ikaria et position géographiques des échantillons prélevés. 80

Figure 9 : Photographies d'échantillons montrant le gradient d'intensité de la déformation dans le granite de Karkinagrion. 81

Figure 10 : Photographies d'affleurement et d'échantillons montrant les faciès les plus déformés à pseudotachylites et cataclasite. 83

Figure 11 : Observations microscopiques du protolithe KAR05 85

Figure 12 : Observations microscopiques de la protomylonite KAR07. 86

Figure 13 : Eléments de déformation observés en LPA dans la mylonite KAR10 88

Figure 14 : Observations microscopiques de la mylonite KAR10 89

Figure 15 : Structures indiquant un mécanisme de rotation de sous-grains dans des rubans de quartz dans la mylonite KAR04 90

Figure 16 : Observations microscopiques de la mylonite KAR04. 91

Figure 17 : Mylonite Ik28a observée en BSE (a et c) et en LPA (b) 93

Figure 18 : Observations microscopiques de la mylonite Ik28a. 94

Figure 19 : Observations microscopiques des cataclasites et pseudotachylites dans différents échantillons 96

Figure 20 : Observations microscopiques de la cataclasite Ik28d. 97

Figure 21 : Composition chimique des feldspaths alcalins 99

Figure 22 : Composition chimique des biotites 100

Figure 23 : Composition chimique des micas blancs 102

Figure 24 : Position des échantillons retenus pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. 104

Figure 25 : Photographie en LPA des différents clastes de muscovite datés. 105

Figure 26 : Systématique de l'évolution des spectres d'âge et des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ au cours du dégazage 106

Figure 27 : Résultats des datations en step-heating. 109

Figure 28 : Superposition de tous les spectres sur le même diagramme. 110

Figure 29 : Résultats des données d'âges projetés en fonction de la surface des grains et de l'intensité apparente de la déformation. 112

Figure 30 : Cartographie des âges obtenus sur les micas de la section polie KAR10F (N62.MS1) 114

Figure 31 : Zoom des cartographies d'âges sur le mica blanc, centré sur les clastes de muscovite 1 et 2, confrontées aux cartographies élémentaires réalisées au MEB 116

Figure 32 : Cartographie des âges obtenus sur le feldspath potassique de la section polie KAR10F (N62.MS1) 117

Figure 33 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie KAR10F (N62.MS1) sur le mica blanc, la biotite et le feldspath potassique 118

Figure 34 : Cartographie des âges obtenus sur les micas et l'ultramylonite de la section polie Ik28aA (N61.MS1) 119

Figure 35 : Zoom des cartographies d'âges pour le mica blanc, centré sur les clastes de muscovite 1 et 2, confrontées aux cartographies élémentaires réalisées au MEB. 121

Figure 36 : Cartographie des âges obtenus sur le feldspath potassique et l'ultramylonite de la section polie Ik28aA (N61.MS1) 122

Figure 37 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie Ik28aA (N61.MS1) sur la muscovite, la biotite, le feldspath potassique et l'ultramylonite. 123

Figure 38 : Cartographie des âges obtenus sur le mica blanc et l'ultramylonite de la section polie Ik28aB (N63.MS1). 124

Figure 39 : Erosion préférentielle des feldspaths de la roche encaissant (en haut) et l'ultramylonite (en bas). 125

Figure 40 : Zoom des cartographies d'âges sur le claste de muscovite 1, confrontées aux cartographies élémentaires réalisées au MEB 126

Figure 41 : Cartographie des âges obtenus sur le feldspath potassique et l'ultramylonite de la section polie Ik28aB (N63.MS1) 126

Figure 42 : Synthèse des données de la datation in situ comparée aux données des datations en step-heating pour les échantillons KAR10 et Ik28a 128

CHAPITRE 3 : SECONDE CIBLE D'ETUDE : Le massif granitique du Tende (Corse alpine, France)

Figure 43 : Carte d'échantillonnage sur le fond de la carte de l'intensité de la déformation présentée dans l'article 3.. 157

Figure 44 : Photographies de tranches (plan XZ) des échantillons montrant l'évolution des structures/textures dans les différents grades (0 à 1). 159

Figure 45 : Photographies de tranches (plan XZ) des échantillons montrant l'évolution des structures/textures dans les différents grades (3 et 4). 160

Figure 46 : Evolution des microstructures et textures le long du gradient (grades 0 et 0W) 162

Figure 47 : Evolution des microstructures et textures le long du gradient (grades 0 et 0W). 164

Figure 48 : Différents types d'agrégats à plusieurs minéraux. 165

Figure 49 : Observation des agrégats de phengite dans le plan XZ de la déformation (images BSE).. 168

Figure 50 : Observation des agrégats de phengite dans le plan XY de la déformation (images BSE). 169

Figure 51 : Cartes des phases et des grains réalisées à l'EBSD pour les trois échantillonssélectionnés... 171

Figure 52 : Données EBSD du quartz pour l'échantillon TE09 pour la zone à quartz seul (a) et la zone à quartz et albite (b). 172

Figure 53 : Données EBSD pour l'échantillon TE10 pour la zone à quartz seul (a) et la zone à quartz et albite (b) 173

Figure 54 : Données EBSD pour l'échantillon TE10 pour la zone à quartz seul (a) et la zone à quartz et albite (b).. 174

Figure 55 : Evolution des proportions modales des principaux minéraux en fonction des grades de déformation..... 176

Figure 56 : Diagrammes des bilans de masse par la méthode log-log de Baumgartner et Olsen (1995) 183

Figure 57 : Histogramme représentant les transferts des éléments majeurs en fonction des différents grades de déformation. 184

Figure 58 : Diagrammes isocones grade 0s.s. vs grade 0W (gauche) et grade 0W vs grade 1 (droite) 185

Figure 59 : Compositions chimiques des feldspaths. 187

Figure 60 : Compositions chimiques de la phengite. 188

Figure 61 : Variation des compositions chimiques des phengites en fonction des textures à l'échelle de l'agrégat..... 190

Figure 62 : Zonation chimique à l'échelle des agrégats de phengite. 192

Figure 63 : Composition chimique des phengites dans l'échantillon TE84. 193

Figure 64 : Zonation chimique dans un agrégat de phengite de l'échantillon TE84 (zone B)..... 194

Figure 65 : Position des échantillons retenus pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. 196

Figure 66 : Systématique de l'évolution des spectres d'âge et des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ au cours du dégazage. 198

Figure 67 : Reproductibilité des données pour un même agrégat de phengite 200

Figure 68 : Résultats des datations réalisées sur la cible 1 : la plage du Loto. 202

Figure 69 : Résultats des datations réalisées sur la cible 2 : la coupe de la Punta di Cepo. 205

Figure 70 : Résultats des datations réalisées sur la cible 3 : la coupe de la route principale et les échantillons prélevés aux extrémités structurales de la coupe. 207

Figure 71 : Résultats des datations réalisées sur la cible 3 : la coupe de la route principale et les échantillons des grades 2 et 4 210

Figure 72 : Résultats des datations réalisées sur la cible 3 : la coupe de la route principale et les échantillons du grade 0W prélevés structuralement en bas de la coupe. 212

Figure 73 : Veine aux bords francs et imprégnation à carbonates dans l'échantillon TE74 (grade 0W) .. 214

Figure 74 : Résultats des datations réalisées sur le reste des échantillons 215

Figure 75 : Diagrammes de corrélation entre les âges totaux et la quantité de Si (a.p.f.u.) (a), le X_{Mg} (b) et les grades de déformation (c). 216

Figure 76 : Cartographie des âges obtenus sur phengite de la section polie TE77A (N64.MS1). 219

Figure 77 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie TE77A (N64.MS1) sur phengite 220

Figure 78 : Cartographie des âges obtenus sur phengite de la section polie TE62A (N65.MS1). 221

Figure 79 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie TE62A (N65.MS1) sur phengite 222

Figure 80 : Cartographie des âges obtenus sur phengite et feldspath potassique de la section polie TE84B (N66.MS1) 223

Figure 81 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie TE84B (N66.MS1) sur feldspath potassique et phengite 224

Figure 82 : Synthèse des données de la datation in situ comparées aux données des datations en step-heating pour les échantillons TE84 (grade 0W), TE62 (grade 2) et TE77 (grade 4). 226

CHAPITRE 4 : DISCUSSION

Massif granitique d'Ikaria

Figure 83 : Compilations des données radiochronologiques montrant le refroidissement du dôme métamorphique et des trois granites de l'île d'Ikaria.. 231

Figure 84 : Tf vs taille de grain (diamètre du plan (001) pour le mica blanc et diamètre de la sphère équivalente au grain pour le feldspath potassique) dans le cas du massif d'Ikaria 235

Figure 85 : Carte géologique d'Ikaria et coupe à travers le complexe granitique 236

Figure 86 : Synthèse des âges obtenus à l'issue de la campagne de datations 242

Figure 87 : Comparaison des âges de refroidissement théoriques calculés à partir de l'estimation des Tf (Fig. 84) et du chemin T-t avec les âges réellement mesurés pour la muscovite en step-heating 245

Figure 88 : Comparaison des âges de refroidissement théoriques minimum calculés à partir de l'estimation des Tf (Fig. 84) et du chemin T-t avec les âges réellement mesurés pour la phengite. 247

Figure 89 : Comparaison des âges de refroidissement théoriques calculés à partir de l'estimation des Tf (Fig. 84) et du chemin T-t avec les âges réellement mesurés pour le feldspath potassique..... 249

Massif granitique du Tende

Figure 90 : Synthèse des transformations minéralogiques concernant l'assemblage principal en lient avec les transferts de matière. 254

Figure 91 : Carte de l'intensité de la déformation présentée dans l'article 3 267

Figure 92 : Planche de contexte géologique présentée dans l'article 3 270

Figure 93 : Synthèses des contraintes chronologiques biostratigraphiques et radiochronologiques. 271

Figure 94 : Tf vs taille de grain (diamètre du plan (001)) dans le cas du massif du Tende pour différentes combinaisons de pression et de taux de refroidissement. 277

Figure 95 : Evolution des âges totaux des agrégats de phengite analysés à travers le gradient régional d'intensité de la déformation 287

Figure 96 : Modèle évolutif de la distribution du ^{40}Ar en héritage du varisque lors de l'évolution de l'ETSZ à la latitude de la route principale.. 293

Liste des tables

Massif granitique du Tende

1 : Liste des échantillons et des outils analytiques utilisés pour chaque échantillon……156

2 : Composition chimique en roche totale des échantillons utilisés dans le cadre du calcul des transferts de matière……179

3 : Résultats des calculs de transferts de matière……181

4 : Composition chimique de la hornblende et de la biotite. Résultats en poids d'oxyde (gauche) et a.p.f.u (droite)……186

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Ce chapitre s'attache à poser les problématiques sur le comportement du système ^{40}K-^{40}Ar et la signification des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ dans les zones de cisaillement ductiles et le potentiel d'une stratégie consistant à acquérir des âges le long de gradients d'intensité de la déformation. Il est décomposé en trois parties, la première posant le contexte scientifique de cette étude (projet ERC RHEOLITH) en montrant l'importance de contraindre le timing de la déformation dans les zones de cisaillement dans une optique rhéologique, la seconde montrant la complexité de l'interprétation des âges en contexte de grande déformation, et la troisième posant les problématiques et la stratégie de l'étude.

1.1 Localisation de la déformation et rhéologie de la croûte continentale

La localisation de la sismicité à la surface de la Terre le long de zones étroites et l'analyse des données GPS montrent un comportement de blocs rigides (e.g. Kreemer et al., 2003) qui illustre parfaitement le concept de tectonique des plaques dans laquelle la déformation se localise le long de zones de largeur très limitée qui délimitent les plaques tectoniques dans lesquelles la déformation est négligeable. Ces zones ne sont que l'expression en surface de la déformation lithosphérique, dont la rhéologie peut être approchée uniquement si elle est intégrée sur toute son épaisseur, constituée de plusieurs enveloppes, caractérisées par différents styles et régimes de déformation. Comprendre la dynamique et les caractéristiques rhéologiques de chacune de ces enveloppes ainsi que de leurs transitions est primordiale pour comprendre la tectonique des plaques.

On représente classiquement une organisation de la croûte continentale en une partie inférieure ductile et une partie supérieure cassante (e.g. Scholz, 1988). Le comportement de la partie supérieure cassante est régi par des lois de glissement par friction (Byerlee, 1978). L'expérimentation en laboratoire (e.g. Byerlee, 1978) ou les observations directes par forage (e.g. Brudy et al., 1997) ont permis de proposer des lois liant profondeur (i.e. la pression de confinement) et résistance des roches (i.e. contrainte différentielle entre l'axe de contrainte principale et la pression de confinement) de manière linéaire, indiquant une augmentation de la résistance à la rupture avec la profondeur (Fig. 1). D'un autre côté, le comportement de la partie inférieure de la

croûte est régi par des lois de fluage ductile activées thermiquement, montrant une diminution de la résistance des roches avec une augmentation de la température, cela étant corrélé à la profondeur par le gradient géothermique local (Fig. 1). Bien que ces lois de fluage soient dépendantes d'autres paramètres comme la vitesse de déformation, la pression ou encore la taille de grain, entrainant une complexité des profils rhéologiques (e.g. Handy, 1989), le profil de l'évolution de la résistance de la croûte avec la profondeur indique donc au premier ordre une augmentation de la résistance dans le régime cassant puis une diminution dans le régime ductile (Fig. 1). Il en résulte un pic de résistance à la transition ductile-cassant qui détermine la résistance de la croûte. Ce pic existe bien entendu dans le cas d'une croûte stable, non déformée, mais une diminution de la résistance à cette transition est requise pour expliquer la continuité des grandes zones faillées qui connectent la partie cassante à la partie ductile. Cette diminution implique généralement une localisation de la déformation à travers différents mécanismes d'adoucissement rhéologique dans les zones de cisaillement ductiles (voir la revue de Burlini et Bruhn, 2005).

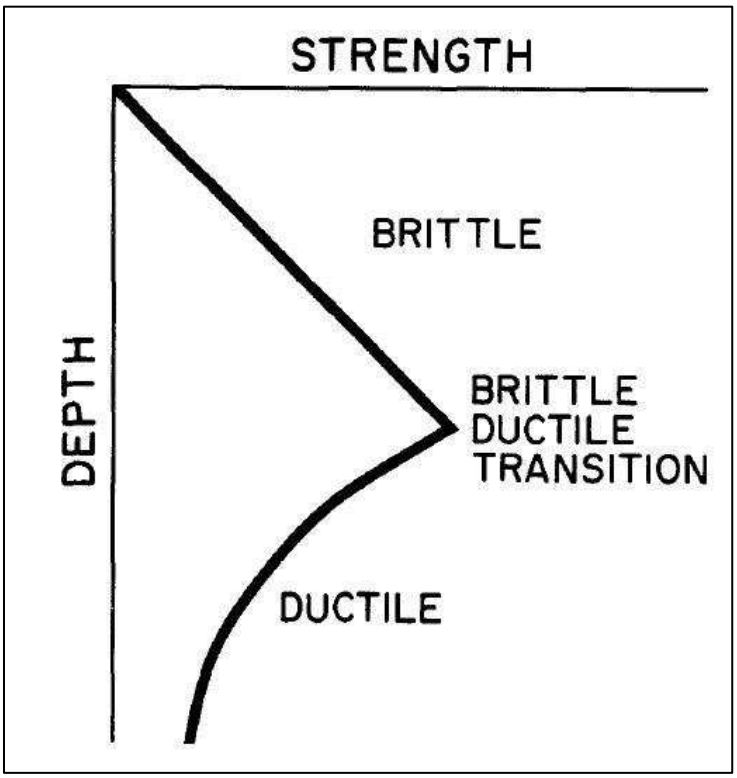


Figure 1 : Profil rhéologique simple de la croûte continentale montrant un comportement cassant dans la partie supérieure et un comportement ductile dans la partie inférieure (Scholz, 1988). *La transition ductile-cassant est caractérisée par un pic de résistance de la croûte.*

Comprendre où, pourquoi, comment et en combien de temps la localisation de la déformation a lieu sont des questions posées par le projet ERC (European Reshearch Council) RHEOLITH, dirigé par L. Jolivet (ISTO, Université d'Orléans) et Evguenii Burov (ISTEP, Université de Pierre et Marie Curie) et financé pour cinq ans. Ce projet vise à contraindre, par une approche intégrée, le comportement rhéologique d'objets naturels. Ainsi, la rhéologie des structures naturelles devra-t-elle être contrainte depuis les observations de terrain, les expériences en laboratoire et la modélisation numérique. Ce projet se propose de travailler sur de grandes zones de cisaillement exhumées en les décrivant dans leur complexité naturelle. Il se focalise sur la localisation de la déformation et les structures de grande déformation qui ont pu être à l'origine de déplacements rapides (i.e. séismes). Il se décompose en trois principaux volets : (i) Un nombre limité d'objets sera étudié depuis leur description géologique sur le terrain (géométrie 3D, estimations pression-température et datations). Des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ seront effectuées à partir d'un échantillonnage dense le long de gradients de déformation afin de quantifier les taux de déformation et les taux de localisation de la déformation. (ii) Des échantillons naturels ainsi que des synthèses expérimentales seront ensuite déformés en laboratoire à l'aide de presses (Paterson et Griggs) afin de remonter aux paramètres rhéologiques de ces objets. Enfin (iii) la modélisation numérique, à des échelles allant de celle du laboratoire à celle de la lithosphère, permettra d'assurer le transfert de ces échelles dans les domaines de temps et d'espace.

Ce travail de thèse s'inscrit totalement dans le premier point dans le but de mesurer l'impact de la localisation de la déformation sur la rhéologie de matériaux crûstaux à la transition ductile-cassant, en s'intéressant particulièrement au paramètre temps, qui joue un rôle majeur dans la rhéologie.

A l'échelle de la croûte, le paramètre temps intervient dans les lois de fluage et la rhéologie à travers les taux de déformation (voir un descriptif des différents types de fluage dépendants de la vitesse de déformation dans Paterson, 2001), les profils rhéologiques étant dépendants de la vitesse de déformation (Fig. 2 ; e.g. Gueydan et al., 2014). A cette échelle encore, le profil rhéologique en une zone spécifique de la croûte continentale est susceptible de changer dans le temps avec l'évolution des microstructures pendant la déformation (e.g. Handy et al., 1989). La rhéologie de la croûte continentale est donc très dépendante de l'évolution dans le temps de la zone qui se déforme. Cette évolution peut prendre des chemins radicalement différents selon les zones, et elle n'est pas toujours aisément retrouvée dans des exemples fossiles en se basant uniquement sur

l'évolution des microstructures dans l'espace.

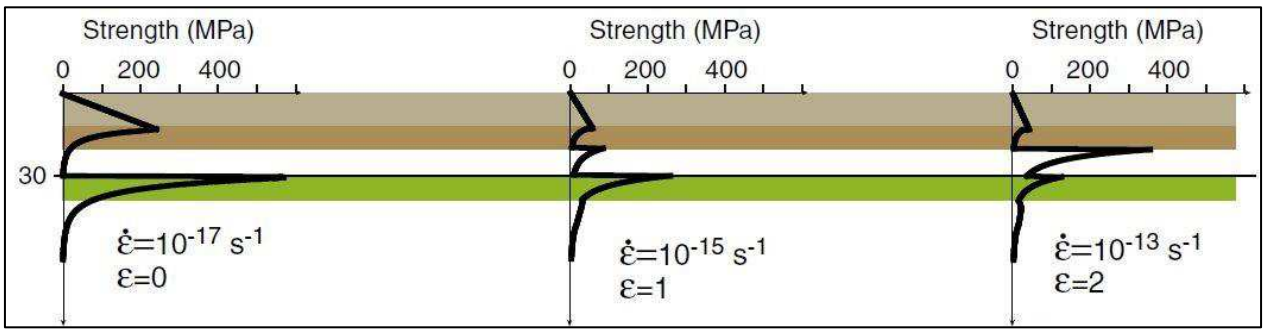


Figure 2 : Dépendance des profils rhéologiques de la lithosphère à la vitesse et à l'intensité de la déformation (Gueydan et al., 2014).

Means (1995) a été le premier à insister sur le fait que l'évolution des zones de cisaillement dans l'espace (notamment à travers des gradients d'intensité de déformation perpendiculaires aux structures, parallèles à l'axe Z de la déformation) ne reflète pas toujours la même évolution dans le temps. Il décrit plusieurs types de zones de cisaillement. Les zones de cisaillement de type I montrent une augmentation de l'épaisseur cumulée des différentes zones déformées activées au cours de l'histoire, par un processus de durcissement rhéologique à l'intérieur de la zone de cisaillement qui rend l'extérieur plus facilement déformable (Fig. 3). Il en résulte que les structures liées à une déformation relativement faible à l'extérieur de la zone de cisaillement sont plus jeunes et n'ont pas partagé les mêmes conditions en pression (P), en température (T) et en fluides (f) que celles à l'intérieur, rendant ce type de zone de cisaillement un relativement mauvais indicateur de l'histoire des roches. A l'inverse, les zones de cisaillement de type II montrent au cours du temps une diminution de l'épaisseur de la zone déformée par localisation de la déformation à travers un processus d'adoucissement rhéologique (Fig. 3). Dans ce cas, la déformation est progressivement avortée, comme gelée depuis l'extérieur vers l'intérieur de la zone de cisaillement de sorte que l'évolution des microstructures dans le temps peut être lue le long du gradient de l'intensité de la déformation. Cela n'est rendu possible que parce que la phase de relativement faible déformation avant la localisation est partagée par l'intérieur et l'extérieur de la zone de cisaillement, avec des conditions P-T-f similaires. Un troisième type de zone de cisaillement montre également un comportement en épaississement mais sans durcissement à l'intérieur de la zone de cisaillement, par altération hydrothermale du protolithe adjacent en système ouvert vis-à-vis des fluides,

décrivant donc un épaississement de la zone qui se déforme au cours du temps (Goncalves et al. 2012 ; Oliot et al., 2010). Ces trois types de zone de cisaillement ont des rhéologies complètement différentes.

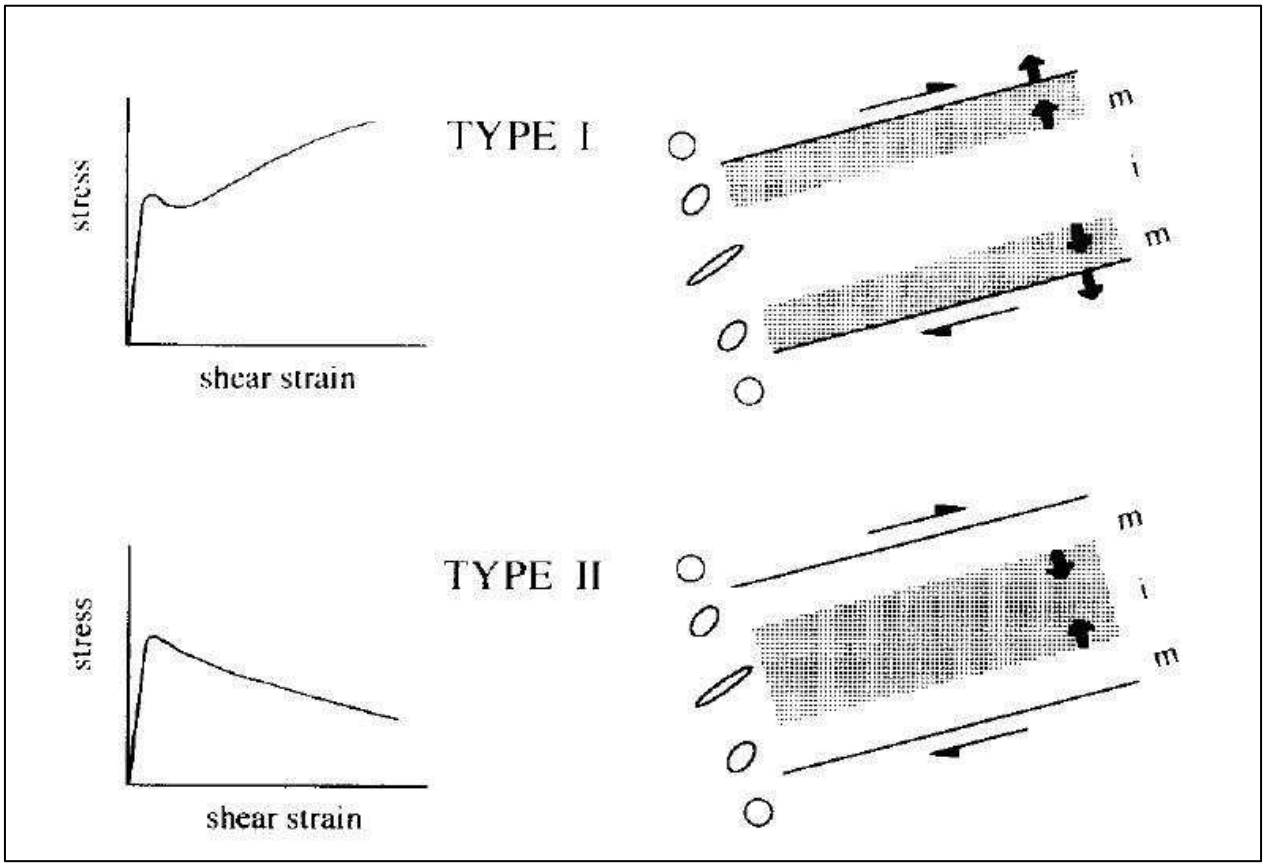


Figure 3 : Evolution de la résistance et de la géométrie d'une zone de cisaillement de type I en épaississement par durcissement rhéologique et de type II en amincissement par adoucissement rhéologique (Means, 1995).

Ces réflexions sont reprisent par Fusseis et al. (2006) et Fusseis et Handy (2008) qui montrent que la lecture de l'histoire de la roche à partir de l'évolution spatiale des structures peut être valable également si elle est lue de manière parallèle à l'axe de déformation d'étirement X (évolutions latérales). Ils montrent un exemple de nucléation d'une zone de cisaillement à partir de précurseurs cassants formés lors de la même phase de déformation suivant les mêmes conditions P-T-sans fluides externes. Ils montrent encore que la rhéologie d'une zone de cisaillement est dépendante de la déformation et du temps, c'est-à-dire qu'elle évolue (passage du cassant à du ductile dans de mêmes conditions P-T-f par exemple) alors qu'évoluent les microstructures avec la

déformation.

Outre l'intérêt évident de dater des évènements de déformation vis-à-vis de problématiques régionales, la possibilité de dater de manière absolue et précise les différents incréments de déformation dans les zones de cisaillement peut donc être un atout majeur dans l'étude de la rhéologie de la croûte à travers :

- L'estimation de la durée de fonctionnement des zones de cisaillement.
- L'estimation des vitesses de déformation, et ce à différentes échelles, si des critères de déplacement existent.
- L'estimation des vitesses de localisation de la déformation.
- Les contraintes en temps sur l'évolution des zones déformées pour notamment distinguer les différents types de zones de cisaillement. En effet, les différents types de zones de cisaillement décrits dans le paragraphe précédent peuvent aboutir à des gradients de déformation parallèles à l'axe Z de la déformation similaires, mais à des gradients d'âge différents, depuis des âges homogènes dans le modèle en épaississement sans durcissement (Goncalves et al., 2012 ; Oliot et al., 2014), vers un rajeunissement ou un vieillissement vers le centre de la zone de cisaillement pour les zones de cisaillement de type II (localisation en adoucissement) ou I (épaississement en durcissement) respectivement (Fig. 4).

Ces objectifs peuvent être concrétisés s'il est possible de dater la déformation. Or il n'existe pas d'outil radiochronologique dont on a prouvé à ce jour qu'ils étaient capables de cette prouesse, les systèmes isotopiques étant dépendants de très nombreux paramètres. Il y a donc un préalable, un verrou scientifique majeur qui consiste à démontrer que la déformation a une contribution telle dans les capacités de rétention de l'information isotopique au sein des réseaux cristallins qu'elle peut ainsi être directement datée. L'outil choisi parmi les différents outils radiochronologiques existant est le système ^{40}K-^{40}Ar (écrit K-Ar par la suite) par la technique ^{40}Ar/^{39}Ar (écrit Ar/Ar par la suite) (voir la description de la méthode en annexe 1). Les intérêts de cette méthode comprennent la précision des mesures, et ce pour une gamme d'âges très large, et notamment des âges jeunes (Scaillet et Guillou, 2004), et le fait que les phases potassiques sont communes dans la croûte continentale. Parmi ces phases, le mica blanc et le feldspath potassique ont été principalement visés car ils peuvent jouer des rôles importants dans les processus de déformation et dans la rhéologie de la croûte moyenne. La formation de micas blanc est ainsi un processus classique dans les zones de cisaillement actives à la transition ductile-cassant, et la quantité et le degré d'interconnexion des

micas jouent un rôle prépondérant dans la rhéologie des zones faillées (e.g. Shea et Kronenberg, 1993), allant même jusqu'à diminuer la profondeur de cette transition (Wintsch et al.,1995 ; Imber et al., 2001). Le feldspath potassique peut également être impliqué dans le processus de localisation, par exemple à travers la formation d'agrégats à plusieurs minéraux responsables d'une transition entre un fluage ductile insensible à la taille de grain vers un fluage sensible à la taille du grain (e.g. Oliot et al., 2014 ; Kilian et al., 2011). Un autre intérêt de cette méthode est que sa sensibilité vis-à-vis de la déformation est déjà largement étudiée et proposée par de nombreux travaux anciens et récents, qui seront explicités dans la sous-section suivante.

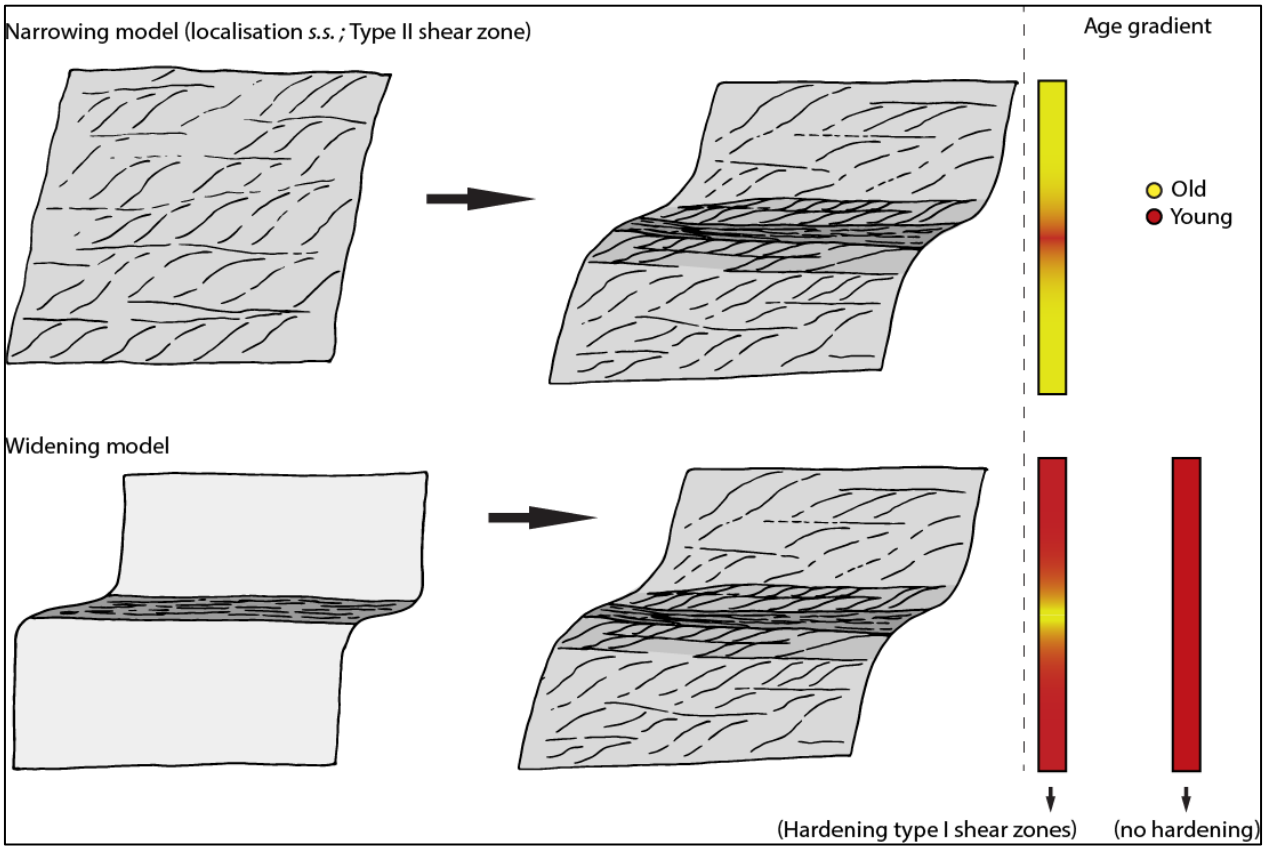


Figure 4 : Corrélation des différent types de zones de cisaillement aboutissant à une géométrie finale similaire et à différents gradients d'âges de déformation.

L'étude de la sensibilité du système K-Ar à la déformation, et plus encore sa quantification, n'est cependant pas aisée en raison de sa complexité, notamment à travers les différents paramètres dont il dépend, et qui peuvent interagir. Nous nous proposons dans les paragraphes suivants de revenir sur l'utilisation première de cet outil (notamment sur les micas blancs) dans la datation du

refroidissement et de faire une synthèse des travaux ayant étudié la possibilité de garder une mémoire de processus géologiques non effacés par le processus de refroidissement, dont la déformation, avant d'aboutir sur la problématique de cette étude, qui découlera des questions qui peuvent être soulevées suite à cette revue synthétique des travaux antérieurs.

1.2 Etat de l'art du comportement de l'argon dans les micas blancs : signification et interprétation des âges Ar/Ar.

1.2.1 Diffusion et âges de refroidissement

Un âge radiochronologique correspond au temps écoulé depuis le moment ou l'élément radiogénique fils provenant de la désintégration de l'élément père s'est accumulé dans le système cristallin (une description complète des méthodes $^{40}K/^{40}Ar$ et $^{40}Ar/^{39}Ar$ est disponible en annexe 1). Le comportement en système clos ou ouvert des minéraux est étroitement lié à leur capacité de rétention de l'élément fils produit *in situ*. Celle-ci est une fonction complexe des phénomènes de diffusion intracristalline régissant la mobilité de l'élément fils en fonction de la température et de l'histoire thermique de l'échantillon au cours de l'exhumation. La diffusion dans ce cas représente la migration activée par la température d'un atome à travers un cristal homogène via les défauts ponctuels ou linéaires. Dans le cas du couple ^{40}K-^{40}Ar, il s'agit de la diffusion du fils radiogénique, le ^{40}Ar; l'Ar ayant cette spécificité d'être difficilement retenu dans le minéral hôte du fait d'être un gaz rare. Cette dépendance à la température s'exprime à travers une loi d'Arrhenius:

$$(1)\ D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT}\right)$$

où D représente le coefficient de diffusion, D_0 le facteur pré-exponentiel, E l'énergie d'activation et R la constante des gaz parfaits. Jäger (1967) a en premier montré que la muscovite et la biotite ne formaient pas de système clos à la même température pour les couples Rb-Sr et K-Ar. Ils ont introduit ainsi la notion de température de blocage qui correspond à la température en dessous de laquelle le cristal est supposé clos vis-à-vis des échanges isotopiques opérés par la diffusion. Les

âges sont donc classiquement interprétés depuis les années 1960-70 comme le moment où le cristal passe sous une température à partir de laquelle la diffusion devient négligeable (Armstrong et al. (1966) et Harper (1967) par exemple, pour le système K-Ar). L'estimation de cette température pour le mica blanc a été en premier lieu approchée empiriquement par ces études de terrain (e.g. Jäger, 1967; Purdy et Jäger 1976) ou encore par des études expérimentales (Robbins, 1972), ces dernières visant à mieux contraindre la loi d'Arrhenius en déterminant les paramètres D_0 et E. L'hypothèse majeure faite lors de la calibration empirique de terrain est que seule la température et la composition minéralogique interviennent dans la cinétique de blocage.

La notion de température de blocage, ou température de fermeture (Tf) a été ensuite formalisée mathématiquement par Dodson (1973) à travers l'équation :

$$(2)\ \frac{E}{RT_f} = ln\left[\frac{ART_f D_0/r^2}{EdT/dt}\right]$$

où A est une constante liée à la géométrie de diffusion, r est la taille du domaine de diffusion et dT/dt est la vitesse de refroidissement. Cette formulation mathématique fait explicitement intervenir trois paramètres intrinsèques (taille, géométrie) et extrinsèque (vitesse de refroidissement) mesurables, en plus de la dépendance explicite aux paramètres cinétiques E et D_0 déterminés expérimentalement.

Le paramètre géométrique A influe de manière significative sur le calcul de E et D_0 déduits des expériences de diffusion hydrothermale suivant que l'on adopte une géométrie de diffusion planaire (Robbins, 1972), cylindrique (Hames et Bowring, 1994) ou sphérique (Harrison et al., 2009). Certaines études portant sur des objets naturels et utilisant la datation ponctuelle sur le plan (001) de cristaux de mica ont montré l'existence de profils de diffusion parallèles à ce plan (e.g. Scaillet et al. 1990 ; de Jong et al., 1992 ; Hodges et al., 1994 ; Scaillet, 1996 ; Hames et al., 2008). Ces observations ont entrainé un consensus vers l'adoption d'une géométrie cylindrique pour la diffusion dans les micas. Il résulte que la taille du domaine de diffusion (r) se rapporte au diamètre du cristal mesuré sur le plan (001). Robbins (1972), dans la première étude expérimentale, avait utilisé une géométrie de diffusion planaire aboutissant à des paramètres E et D_0 trop faibles pour rendre compte des propriétés de rétention observées empiriquement sur le mica blanc. Les différentes études empiriques ou expérimentales qui se sont succédé ensuite, utilisant une

géométrie de diffusion cylindrique (ou sphérique), ont abouti à une réévaluation vers le haut de ces deux paramètres, indiquant une rétention beaucoup plus forte du mica blanc (Hames et Bowring, 1994 ; Kirschner et al., 1996 ; Harrison et al., 2009). Ces études permettent de calculer une T_f si les autres paramètres de l'équation de Dodson (équation 2) sont connus, c'est à dire la taille de grain (taille du domaine de diffusion) et la vitesse de refroidissement. Une augmentation de la taille de grain (e.g. Markley et al., 2002 ; Hames et al., 2008 ; Scharf et al. 2016) ou de la vitesse de refroidissement induisent mécaniquement une augmentation de la T_f (e.g. Harrison et al., 2009).

D'autres paramètres externes ou internes montrent un contrôle sur la capacité de rétention des micas vis-à-vis de l'Ar et ne sont pas considérés dans la formulation de Dodson (1973). En particulier, la composition chimique des phases datées peut avoir un impact sur la diffusion de l'Ar, avec une rétention plus forte pour un X_{Mg} plus fort (e.g. Scaillet et al.,1992 ; Harrison et al., 1985 pour la muscovite et la biotite, respectivement). Un autre paramètre contrôlant la T_f, externe cette fois-ci, est la pression. Les études de Lister et Baldwin (1996) et Harrison et al. (1985 pour la biotite ; 2009 pour la muscovite) montrent ainsi que l'augmentation de P induirait une augmentation de la T_f (toutes choses égales par ailleurs).

La T_f est mathématiquement définie pour un cristal en refroidissement pur, depuis une température infinie. L'utilisation de la T_f permet d'interpréter les âges en termes d'âge de refroidissement, à la base de la thermochronologie. Cette interprétation se base sur certains postulats :

- (1) La température est l'unique paramètre contrôlant le transport de l'Ar.
- (2) La concentration en Ar dans le cristal doit être nulle au moment de sa cristallisation.
- (3) La concentration en Ar à la bordure du cristal doit être égale à 0 pour permettre l'évacuation de l'Ar hors du cristal par diffusion, cela impliquant un système ouvert.
- (4) L'âge obtenu est indépendant de l'histoire P-T de la roche avant son passage sous la T_f.

Si ces conditions sont respectées, l'âge obtenu correspond à l'âge de passage sous la T_f à partir de laquelle l'évacuation de l'Ar par la diffusion devient négligeable. Suite à un premier refroidissement correspondant à ce cas de figure, le cristal peut enregistrer une perte épisodique due à une augmentation transitoire de la température (crise thermique). Celle-ci entraine une augmentation de la diffusion et une perte significative en Ar : on parle de réouverture du système. Cette réouverture peut être partielle, menant à un âge sans signification géologique, ou complète.

Dans ce dernier cas, le chronomètre est remis à zéro et l'âge donné par le cristal est celui du refroidissement postérieur à la crise thermique (e.g. Wijbrans et McDougall, 1986 ; de Jong et al., 1992).

Il existe cependant des cas pour lesquels les postulats de départ ne sont pas réunis et les âges ne peuvent pas être interprétés comme âge de refroidissement. Le cas le plus évident est celui de l'excès d'^{40}Ar, composante piégée de l'Ar ayant un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ plus fort que celui de l'air en raison de la contamination par de l'^{40}Ar radiogénique remobilisé *in situ* (e.g. Scaillet, 1996 ; Sherlock et Kelley, 2002) ou provenant d'une source externe (e.g. Freeman et al., 1998). Les âges obtenus apparaissent trop vieux par rapport aux autres données chronologiques disponibles (e.g. Ruffet et al., 1995 ; Scaillet, 1996 ; Freeman et al., 1998 ; Sherlock et Arnaud, 1999). L'excès peut être expliqué par le fait que la concentration en ^{40}Ar en bordure du cristal daté n'est pas égale à 0, en raison d'un fonctionnement en système clos par exemple (Smye et al. 2013), et que l'Ar n'est pas efficacement évacué, particulièrement dans le cas de conditions d'activité de fluides limitée entrainant des vitesses de diffusion très faibles (Scaillet, 1996). Il en résulte une « mémoire » des processus géologiques (ici cristallisation en présence d'^{40}Ar en excès) qui n'est pas effacée par la diffusion.

D'autres cas de cette « mémoire » peuvent être trouvés dans la littérature. Des âges progrades ont ainsi été mis en évidence dans des éclogites en Mer Egée où une génération prograde de phengites montrait une hétérogénéité d'âges liée à la cristallisation non ré-homogénéisée pendant l'enfouissement final et l'exhumation de l'unité (Putlitz et al., 2005). Di Vincenzo et al. ont montré à plusieurs reprises (2001 ; 2004a ; 2006) que des âges obtenus lors d'une première fermeture (en présence d'excès d'^{40}Ar ou non) pouvaient être préservés lors d'événements thermiques de haute température subséquents (500-600°C). Dans ces études, la corrélation entre les âges, les textures/structures et les variations de composition chimique des micas, ne pouvant uniquement être approchée par la datation *in situ*, a montré que la mobilité de l'Ar dans les micas était plus sensible aux rééquilibrations chimiques qu'à la diffusion. Mottram et al. (2015) ont montré dans leur cas que des températures > 600 °C maintenues pendant plus de 5 Ma étaient nécessaires pour interpréter les âges en âge de reset thermique. En dessous, la diffusion de l'Ar était bien moins efficace que celle prévue par les modèles. Récemment, Warren et al. (2012) ont proposé un modèle permettant d'estimer les gammes de pression et de température pour lesquelles la diffusion est suffisamment efficace pour interpréter les âges en âge de refroidissement, et ce pour

un temps de résidence à ces conditions physiques et une taille de grain donnés. Leur conclusion est que l'interprétation en âge de refroidissement n'est pas possible, ou du moins ambiguë, pour des temps de résidence cours, des températures faibles ou des pressions fortes. Markley et al. (2002) ont également montré que l'interprétation en âge de cristallisation ou en âge de refroidissement pouvait être différentiellement préférée dans une même zone d'étude mais dans des unités aux histoires thermiques contrastées. Il résulte de toutes ces études la potentialité de dater par la méthode Ar/Ar une cristallisation, ou des processus géologiques subséquents entrainant la perte totale de l'Ar accumulé lors d'une première fermeture, dans des conditions de relativement basse température, courts temps de résidence et fortes vitesses de refroidissement, dans lesquelles la remobilisation de l'Ar par la diffusion est négligeable. La déformation, qui va être abordée dans la sous-section suivante, est l'un de ces processus.

1.2.2 L'interprétation des âges Ar/Ar dans les zones de grande déformation pour le mica blanc

La déformation peut avoir plusieurs effets sur un protolithe comportant du mica blanc. Premièrement, (1) elle peut entrainer une déformation intracristalline de cristaux préexistants qui, en raison de l'anisotropie du mica, est accommodée principalement par un glissement des dislocations le long du plan basal (001) et par de la fracturation ou du « kinking » (Mares et Kronenberg, 1993 ; Shea et Kronenberg, 1993 ; Misra et Burg, 2012). Cette déformation peut aller jusqu'à la segmentation mécanique d'un cristal en plusieurs plus petits cristaux (e.g. Mulch et al., 2002). Deuxièmement (2), la déformation peut entrainer une recristallisation (terme général utilisé dans la littérature regroupant les processus menant à la distribution de taille de grain observée sur les agrégats de mica d'une mylonite), de la dissolution/précipitation et de la neocristallisation (e.g. Ethridge et al. 1974 ; Ethridge et Hobbs, 1974 ; Behrmann, 1984). Dans la littérature récente, tous ces termes tendent à être regroupés sous le même terme « (re)cristallisation ». Dans le cas (1), les études expérimentales (Dunlap et Kronenberg, 2001 ; Cosca et al., 2011) ou sur cas naturels (Kramar et al. 2001 ; 2003 ; Mulch et al., 2002 ; Hames et al., 2008) montrent qu'une perte d'Ar accumulé après une première fermeture est enregistrée. Cependant, dans les cas pour lesquels la différence d'âge entre la première fermeture du cristal et la crise liée à la déformation est

significativement contrastée (>250 Ma), il est bien visible que la perte enregistrée n'est pas totale, ce qui rend l'obtention d'un éventuel âge de déformation impossible (Dunlap et al., 1991 ; Sanchez et al., 2011). De plus, l'ensemble de ces études montre que la déformation intracristalline affecte la rétention de l'Ar en créant des chemins préférentiels de diffusion (défauts cristallins: kinks bands, défauts ponctuels, discontinuités de réseau), qui ont pour effet de diminuer la T_f en abaissant la taille effective du domaine de diffusion et donc l'âge qui aurait été trouvé en l'absence de déformation (Lee, 1995). La remise à zéro partielle dans ce cas a pour effet de rajeunir l'âge non pas vers l'âge de déformation mais plus précisément vers celui du refroidissement sous une Tf mécaniquement abaissée. Parmi ces études, celles qui ont utilisé la datation *in situ* ont soulevé des différences majeures dans la remobilisation de l'Ar dans cette remise à zéro partielle, en montrant par exemple l'existence (Kramar et al., 2001 ; 2003) ou non (Cosca et al., 2011) d'une corrélation spatiale entre les âges et les défauts cristallins. Dans les deux cas, la condition de la présence de gradients de concentration en Ar ne suivant pas une loi de Fick, nécessaire à prouver une diffusion par des chemins préférentiels, est satisfaite (Lee, 1995). La datation par paliers de chauffage ou en « step-heating » (voir théorie de la méthode en annexe 1) sur ces cristaux aboutit généralement en un spectre de type perte, montrant des âges apparents relativement jeunes aux premières étapes de dégazage à basse température, qui augmentent au cours de l'analyse et des différents paliers, pour aboutir à un pseudo-plateau relativement plus vieux (Fig. 5). L'interprétation de ce type de spectre est ambiguë entre la présence de neocristallisations, l'activation de chemins préférentiels de diffusion ou l'effet de circulations de fluides sur la bordure des grains (voir discussion dans Sanchez et al., 2011). Un manque dans toutes ces études est la quantification de la perte d'Ar en fonction de l'intensité de la déformation enregistrée par la roche ou les cristaux. D'après toutes ces études, il semble que le candidat idéal dans l'objectif d'obtenir éventuellement un âge de déformation soit plutôt la (re)cristallisation (2), pouvant être approchée par la datation en step-heating (sur population) ou *in situ.*

La datation en step-heating sur population de micas fourni également et généralement un spectre de type perte. Cette allure peut être expliquée par deux mécanismes. Premièrement par un mélange de deux générations de mica blanc obtenu artificiellement lors de la préparation de l'échantillon par broyage ; la génération caractérisée par une taille de grain relativement petite dégazant préférentiellement aux températures d'extraction basses. C'est l'explication qui est avancée par West et Lux (1993) dans le cas d'un mélange d'une population neocristallisée pendant

la déformation qui vient s'ajouter à une génération antérieure de plus grande taille. Dans ce cas, l'âge apparent de la première génération est lu lors des premières phases de dégazage, et celui de la seconde à la fin. Le fait que l'âge total diminue pour des fractions de plus en plus fines est interprété par une proportion de plus en plus faible de cristaux hérités vis-à-vis des cristaux néoformés (Fig. 6).

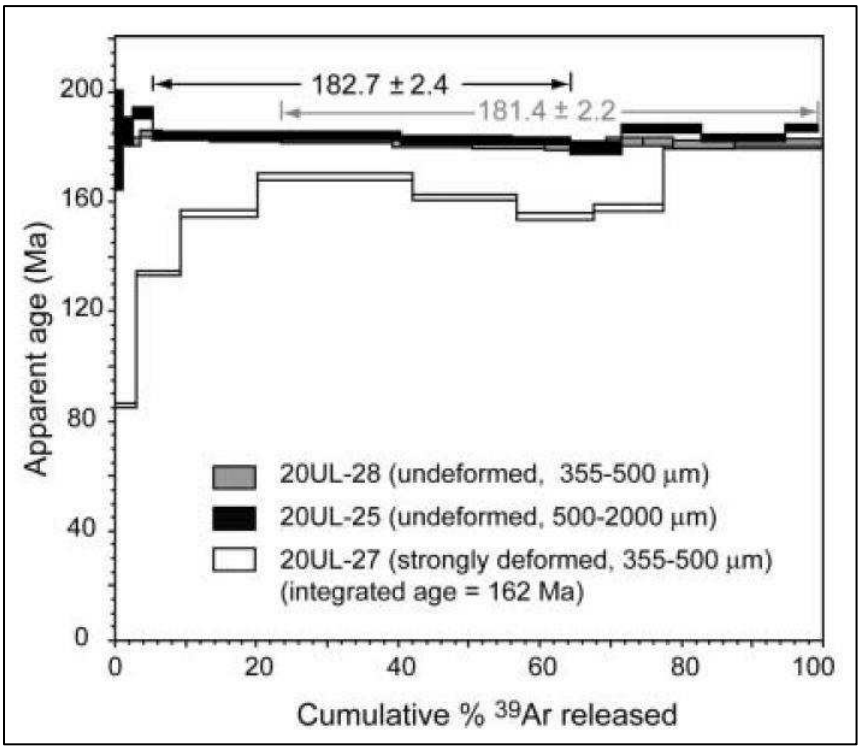


Figure 5 : Différence de profils de spectre step-heating entre des monograins non déformés et des monograins déformés pour un même échantillon (zone de cisaillement de Pogallo, Alpes du sud ; Mulch et al., 2002). *Les spectres en noir et gris sont homogènes et représentent des monograins non déformés. Le spectre en blanc montre un profil globalement en perte et représente un monograin déformé.*

Kirschner et al. (1996) adoptent la même conclusion dans le cas où les différentes générations croissent durant un continuum de déformation. Alternativement, ce type de spectre peut être expliqué par une distribution d'âges de refroidissement strictement contrôlée par la distribution de tailles de grain associées à différentes T_f (voir introduction de Dunlap, 1997). C'est l'explication la plus directe si l'on raisonne en termes de refroidissement au sens de la formulation de Dodson (1973).

Dans la littérature, on retrouve plusieurs critères qui sont utilisés pour mettre à l'écart cette

seconde explication, en dehors des études qui invoquent simplement le fait que la température de déformation soit en dessous d'une valeur de Tf nominale qui ne tient pas compte des différents paramètres de la formule de Dodson (e.g. Simon-Labric et al., 2009 ; Rolland et al., 2013).

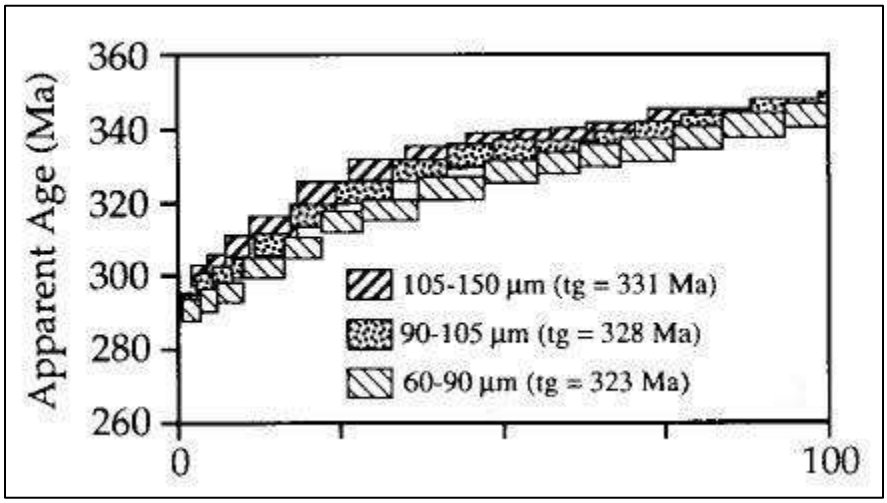


Figure 6 : Spectre step-heating avec un profil en perte provenant de datations sur population de mica blanc d'une mylonite (zone de cisaillement de Norumbega, Maine, USA ; West et Lux, 1993). *Les différents spectres sont rattachés à différentes tailles de grain.*

West et Lux (1993) utilisent le fait que l'âge apparent au début du spectre est le même pour toutes leur différentes fractions de tailles de grain, validant l'hypothèse du mélange d'âges (Fig. 6). Dunlap (1997) obtient dans une zone déformée des âges identiques pour différentes roches aux distributions de taille de grain variables, tout autre paramètre identique (notamment l'histoire thermique). Kirschner et al. (1996) ont étudié une zone pour laquelle les contraintes chronologiques, notamment biostratigraphiques, calaient sérieusement l'intervalle de temps pour lequel une nappe s'était déformée. Les âges obtenus sur les micas remplissaient entièrement cet intervalle de temps et étaient interprétés comme âge de déformation. De plus, une modélisation de la diffusion appliquée à ce cas indiquait que si la diffusion avait été effective les âges auraient dû être plus jeunes, considérant les valeurs des paramètres de diffusion de Hames et Bowring de l'époque (1994). Les auteurs ont sorti de ces données une nouvelle calibration empirique réévaluant la rétention du mica blanc vers le haut, de manière cohérente avec la calibration expérimentale de Harrison et al. (2009) qui sera effectuée 13 ans plus tard. Une autre approche intéressante a été entreprise par Beltrando et al. (2009). Ces auteurs s'intéressent à des unités métamorphiques dans

les Alpes, dans lesquelles une foliation primaire H*P*-B*T* est plus ou moins reprise, selon les échantillons, par une foliation secondaire H*T*-B*P*. Ils montrent que les micas provenant d'échantillons caractérisés uniquement par la première foliation (mica de composition phengitique) donnaient des spectres homogènes alors que ceux provenant d'échantillons caractérisés par les deux foliations (la seconde étant représentée par des micas plus proches du pôle muscovite) donnaient des spectres avec un profil en cloche (âge apparent jeune au début et à la fin du dégazage, vieux au milieu). Ces spectres sont classiquement interprétés comme résultant de mélange de plusieurs réservoirs d'Ar, généralement plusieurs générations (e.g. Wijbrans et McDougall, 1986 ; Montigny et al., 1988 ; Scaillet et al., 1990 ; Beltrando et al., 2009). Dans ce cas, l'âge apparent le plus jeune est considéré comme âge maximum de la seconde génération et l'âge apparent le plus vieux comme âge minimum de la première génération. Par la comparaison avec d'autres outils radiochronologiques validant l'interprétation d'âges de cristallisation, Beltrando et al. (2009) ont montré, encore une fois, que les micas de la première génération n'avaient pas subi de pertes significatives d'Ar pendant la phase de plus haute température (~500°C) et que les âges de cristallisation pour les deux phases tectoniques étaient approchés par cette méthode. La corrélation entre les textures/structures, les compositions chimiques et les âges vont dans ce sens. Il va de soi que cette corrélation peur être beaucoup mieux exprimée par la datation *in situ*.

En gardant l'information texturale de la position des cristaux datés, et donc la possibilité de discriminer texturalement et chimiquement plusieurs générations de micas, la datation *in situ* offre un avantage considérable sur la datation en step-heating. Certaines études se sont uniquement concentrées sur l'effet de la déformation sur les cristaux préexistants, montrant plutôt un rajeunissement des âges par diminution de la taille du domaine de diffusion (*c.f.* premier paragraphe de cette sous-section ; Kramar et al., 2001 ; 2003 ; Cosca et al., 2011). Par ailleurs, les études utilisant la datation *in situ* portant sur des zones de cisaillement ont pu valider, selon leurs interprétations, l'hypothèse de la datation d'un refroidissement différentiel corrélé à une taille de grain variable (1) ou la datation de (re)cristallisations (2).

Dans le premier cas d'interprétation (1), Mulch et al. (2002) ont décrit dans leur cas d'étude (détachement) différents « types » de muscovite, depuis des porphyroclastes, des cristaux résultants d'une ségrégation de ces porphyroclastes assistée par la déformation ainsi que des cristaux neocristallisés. Les résultats indiquent des gammes d'âges similaires dans les trois types de muscovite qui sont cohérentes avec l'hypothèse d'un refroidissement à travers une fenêtre de Tf

contrôlées par la taille du domaine de diffusion, diminuant avec la déformation. Dans une autre étude, Scharf et al. (2016) ont montré, également dans une unité métamorphique exhumée sous un détachement dans les Alpes, différentes générations de mica blanc montrant des gammes d'âges similaires au sein d'un même échantillon dans le bas de l'unité. Le même constat était fait dans le haut de l'unité mais avec des gammes d'âges plus vieilles, associées à des cristaux caractérisés par une taille de grain plus élevée. L'interprétation en âge de refroidissement était utilisée également pour expliquer la similarité des âges de plusieurs générations de micas au sein d'un échantillon, et leur disparité entre les échantillons montrant des tailles de grain différentes.

Dans le second cas d'interprétation (2), c'est la corrélation entre les textures des différentes générations de mica blanc, leurs compositions chimiques respectives attestant de rééquilibrations à différents « moments » du chemin P-T-déformation, et les âges qui est principalement utilisée pour interpréter les âges en âges de cristallisation/déformation. Cette corrélation indique que les échanges isotopiques sont plus efficaces/rapides lors de processus de rééquilibration chimique des cristaux (notamment lors de la (re)cristallisation) que lors de la diffusion. Cette idée a été largement étayée par les travaux de Di Vincenzo et al. (e.g. 2001 ; 2004a) dans le cas de différentes phases de déformation. Mulch et al. (2005) ont tenté la même approche pour des micas formés lors d'une même phase montrant des zonations cœur (syn-tectonique)/bordures (fin de la déformation). Ils ont montré que les âges moyens pour chacune des textures sont différents bien que les âges ponctuels pris un à un se recoupent les uns les autres en tenant compte des barres d'erreur. Un autre atout de l'approche *in situ* est de pouvoir relier au même événement de déformation la cristallisation de deux phases minérales, ou même d'une même phase, pouvant être datée(s) par deux méthodes différentes. La cohérence entre les âges Rb/Sr et Ar/Ar sur des micas syn-cinématiques est utilisée par exemple pour interpréter les âges en âge de cristallisation/déformation (e.g. Schneider et al., 2013). En effet, si les âges résultaient d'un refroidissement, ils seraient différents pour les deux méthodes (car les Tf ne sont pas les mêmes), à moins que la vitesse de refroidissement ne soit extrêmement rapide. Cette comparaison est donc d'autant plus puissante (et donc l'interprétation en terme de cristallisation plus probante) que les conditions thermiques nécessaires à la diffusion de l'élément fils entre les différentes méthodes sont contrastées. Di Vincenzo et al. (2007) ont ainsi montré la cohérence entre des âges U/Pb sur zircon, U-Th/Pb sur monazite et Ar/Ar sur mica blanc et noir dans une zone de cisaillement, montrant encore que le transport isotopique était principalement (en terme de rapidité) contrôlé par les processus de rééquilibration chimique

pendant la (re)cristallisation plutôt que par la diffusion post-déformation. Un cas dans lequel la datation de la déformation peut être obtenue est celui des pseudotachylites, qui se forment par fusion partielle par frottement dans un environnement cassant (donc plutôt froid). Dans ce cas la matrice formée est gelée par un effet de trempe qui implique un refroidissement (au sens isotopique) immédiat après la formation, donnant donc un âge de formation de ces objets si l'analyse du ^{40}Ar en héritage dans les clastes de la matrice peut être évitée (voir Di Vincenzo et al., 2004b).

Connaissant donc le potentiel de la datation Ar/Ar *in situ* évoqué par ces études, il est intriguant qu'il ne soit pas plus exploité dans une optique multi-échelle visant à étudier le comportement du système K-Ar le long de zones de cisaillement, de gradients d'intensité de la déformation, pour étudier de manière continue l'évolution d'un héritage d'Ar, d'un excès ou même éventuellement d'âges de cristallisation. Cette approche a été utilisée par exemple par Schneider et al. (2013) dans le cas de protomylonites, mylonites et ultramylonites de trois zones de cisaillement alpines de la fenêtre de Tauern dans les Alpes de l'est, affectant des granitoïdes varisques. Les phases qui ont été principalement visées sont le feldspath potassique, la biotite, hérités de la mise en place des granitoïdes, et la phengite, d'âge alpine. Ces différentes phases montrent des textures pré- et syn- cinématiques et des texture post-cinématiques pour la phengite. Les auteurs interprètent les âges obtenus sur les phases syn-cinématiques comme âge de cristallisation en raison de leur cohérence pour les différentes phases utilisées et leur cohérence avec les âges Rb/Sr. Les âges des phengites post-cinématiques sont inférieurs ou égaux aux âges des phengites syn-cinématiques. La biotite et le feldspath potassique en texture pré-cinématique indiquent une remise à zéro partielle de l'âge de première fermeture varisque. Les gammes d'âges obtenues dans les phengites syn-cinématiques sont interprétées comme reflétant l'intervalle de temps dans lequel la déformation opère dans les différentes zones de cisaillement, montrant une durée entre 12 et 18 Ma selon les zones. Le différentiel d'âges post-cinématiques est utilisé pour montrer la propagation/localisation de la déformation le long de ces différentes zones de cisaillement. A une échelle plus petite, Bellanger et al. (2015) ont étudié des zones de cisaillement compressives alpines dans des protolithes varisques en montrant des cartographies d'âges à l'échelle de l'échantillon de terrain. Les résultats indiquent une diminution globale des âges depuis la protomylonite, la mylonite et cela vers la phyllonite. Ces résultats sont interprétés par les auteurs comme reflétant une localisation de la déformation dans le temps. Un résultat intéressant est la présence isolée de gradients d'âges qui

deviennent plus vieux vers le cœur des bandes de cisaillement, en contradiction directe avec leur première interprétation. Les auteurs expliquent ces résultats par une recristallisation du mica en présence d'excès d'Ar véhiculé par les fluides circulant dans le cœur de la bande de cisaillement, montrant un lien clair entre la déformation et la redistribution du ^{40}Ar hérité.

1.3 Synthèse, questions soulevées et optique/stratégie de l'étude

La synthèse des travaux qui se sont portés sur l'interprétation des âges dans les zones de cisaillement montre que la discussion la plus récurrente découle de cette question : les données reflètent-elles des âges de refroidissement ou des âges de cristallisation ? Pour répondre à cette question, les études tendent de plus en plus souvent à intégrer des modélisations sur la diffusion (e.g. Markley et al., 2002 ; Mottram et al., 2015) basées sur la formulation mathématique de la diffusion de Dodson (1973). Cependant, la pertinence des résultats de ces modélisations peut être questionnée à la vue de la disparité des différentes calibrations empiriques ou expérimentales des paramètres de diffusion D_0 et E (Robbins, 1972 ; Hames et Bowring, 1994 ; Kirschner et al., 1996 ; Harrison et al., 2009). Par ailleurs, les interprétations provenant de la dation en step-heating sont plutôt spéculatives sur la forme des spectres et pas forcément renforcées par de la dation *in situ*, les études combinant les deux approches étant assez rares (e.g. West et Lux, 1993 ; Kirschner et al., 1996 ; Dunlap, 1997). De plus, le fait que les neocristallisations ou que la seconde génération de micas soient cantonnées à de plus petits cristaux que les micas précoces rend le choix de l'interprétation en âge de néocristallisation ou de refroidissement associé à une Tf mécaniquement abaissée ambiguë (voir introduction dans Markley et al., 2002). Concernant la datation *in situ*, la corrélation, ou non, entre les différentes textures des micas, leurs compositions chimiques respectives et les âges est souvent utilisée pour interpréter les résultats respectivement en termes d'âges de cristallisation (Di Vincenzo et al., 2001 ; 2004a ; Mulch et al., 2005) ou de refroidissement (e.g. Hames et al., 2008). Dans le premier cas, la corrélation rend compte que le ^{40}Ar formé est accumulé, au moins en partie, même au-dessus de conditions pour lesquelles la diffusion est sensée tout évacuer. Bien entendu, si cet Ar n'est accumulé qu'en partie, l'âge obtenu est sans signification. C'est ici qu'intervient l'importance de l'étude de la cohérence des âges entre différents radiochronomètres et ce sur différentes phases syn-cinématiques (i.e. cohérence des âges

pour différentes Tf), pour valider un âge de déformation (e.g. Di Vincenzo et al., 2007 ; Schneider et al., 2013). Il résulte de ces constats que les conditions pour lesquelles l'âge Ar/Ar enregistre plutôt les effets du refroidissement ou de la déformation sont encore très discutées.

Malgré l'ambiguïté persistante de l'interprétation des âges qui vient d'être explicitée, les différentes études qui se sont succédé à partir des années 1990 ont clairement montré le lien étroit entre les âges Ar/Ar et la déformation. Il a été montré notamment une perte d'Ar facilitée par la déformation dans les cristaux préexistants (Dunlap et al., 1991 ; Dunlap et Kronenberg, 2001 ; Kramar et al., 2001 ; 2003 ; Mulch et al., 2002 ; Hames et al., 2008 ; Cosca et al., 2011 ; Sanchez et al., 2011). Il a également été montré que les âges Ar/Ar dans les zones déformées pouvaient garder un héritage lié à une première fermeture du système, qui pouvait être différemment remobilisé ou effacé avec la déformation. Cela implique parfois un mélange entre une composante héritée vis-à-vis d'une phase de déformation et une composante neocristallisée de cette phase, approché par la datation en step-heating (e.g. Beltrando et al., 2009), ou *in situ*, par exemple par le mélange de clastes plus petits que la taille du laser et d'une matrice dans une pseudotachylites (e.g. Di Vincenzo et al., 2004b). Cet héritage peut également être remobilisé et concentré dans des zones de déformations intenses créant des drains pour les fluides, qui concentrent l'héritage et produisent un excès de ^{40}Ar (Bellanger et al., 2015). Cet héritage peut être à l'inverse complètement effacé dans une roche extrêmement déformée et complétement recristallisée (Scaillet et al., 1990). Enfin, il a été possible dans de multiples cas de montrer le potentiel de la méthode Ar/Ar à dater un événement ou un incrément de déformation.

Malgré toutes ces avancées sur l'effet de la déformation, les études sont généralement restreintes à une approche binaire, par exemple en comparant les âges dans un protolithe et un équivalent plus déformé mais sans étudier l'évolution des âges dans des gradients continus d'intensité de la déformation. Il en résulte que la déformation n'est pas considérée comme un paramètre à faire varier. De plus, les études sont de manière récurrente restreintes à une unique échelle, soit celle de la microstructure, soit celle de la zone de cisaillement. Ce saut d'échelle peut être la source d'un manque de compréhension sur l'évolution spatiale de l'enregistrement isotopique du système K-Ar dans les zones de cisaillement.

Il résulte de ces différents points un questionnement sur l'apport potentiel, dans l'interprétation des âges dans des zones de grande déformation, d'une nouvelle approche consistant à étudier les âges à travers des gradients d'intensité de la déformation. C'est cette approche qui est

suivie dans cette thèse dans le but de comprendre l'effet de la déformation, de la variation de son intensité et de sa localisation dans le temps et l'espace, sur l'enregistrement isotopique K-Ar. Cette approche vise à étudier, pour une ou plusieurs phases de déformation et/ou plusieurs incréments de déformation d'une même phase, comment se distribue/s'efface l'héritage isotopique en lien avec une première fermeture isotopique (refroidissement, cristallisation en présence ou non de ^{40}Ar en excès) dans une zone de cisaillement. Un premier but est d'identifier les mécanismes responsables de cette distribution/cet effacement. Un autre but est d'étudier la corrélation entre les gradients d'intensité de la déformation et les gradients d'âge et de discuter des différentes interprétations possibles pour ces corrélations, afin de tester si la méthode Ar/Ar, dans toute sa complexité, est capable d'enregistrer, voir même de contraindre en temps, le processus de localisation de la déformation.

Pour répondre à ces problématiques, cette étude s'est portée sur des zones de grande déformation sur lesquelles la méthode Ar/Ar tant en step-heating qu'en *in situ* a été déployée massivement. S'agissant de mettre en relation un enregistrement isotopique et un paramètre codant pour l'intensité de la déformation finie à différentes échelles, un important travail préliminaire de terrain a consisté à caractériser structuralement les gradients de l'intensité de la déformation des zones de cisaillement sélectionnées. Cela est notamment passé par la réalisation de cartographies de l'intensité de la déformation concernant la plus grande échelle ainsi que par la description de plus petits gradients. L'échantillonnage pour les datations a été réalisé à travers ces gradients pour tenir compte à la fois de gradients régionaux mais également de gradients plus locaux, bénéficiant d'un échantillonnage plus resserré (Fig. 7).

Cette méthodologie a été appliquée à deux cibles terrain. Dans l'optique de déconvoluer les effets de multiples paramètres, ces deux cibles de terrain ont été sélectionnées sur différents critères impliquant :

- Des protolithes jeunes aux histoires géologiques relativement simples et courtes, avec une unique phase de métamorphisme et une unique phase de déformation, pour diminuer au maximum le degré de liberté dans d'interprétation régionale des âges ;

- Des contextes tectoniques et thermiques relativement simples, impliquant pour les deux cibles une exhumation et un refroidissement relativement rapides sous des détachements crustaux ;

- Des protolithes granitiques, dans l'optique de fixer au maximum les paramètres liés à la

lithologie, comme par exemple celui la composition chimique qui a une influence sur la rétention de l'Ar (Scaillet et al., 1992 ; Harrison et al., 1985). Le choix d'un protolithe granitique de nature constante sur la zone de cisaillement permet également de se protéger au mieux de l'effet des contrastes rhéologiques lithologiques sur le processus de localisation de la déformation ;

- Une continuité des affleurements, nécessaire à une caractérisation qualitative ou quantitative continue de l'intensité de la déformation.

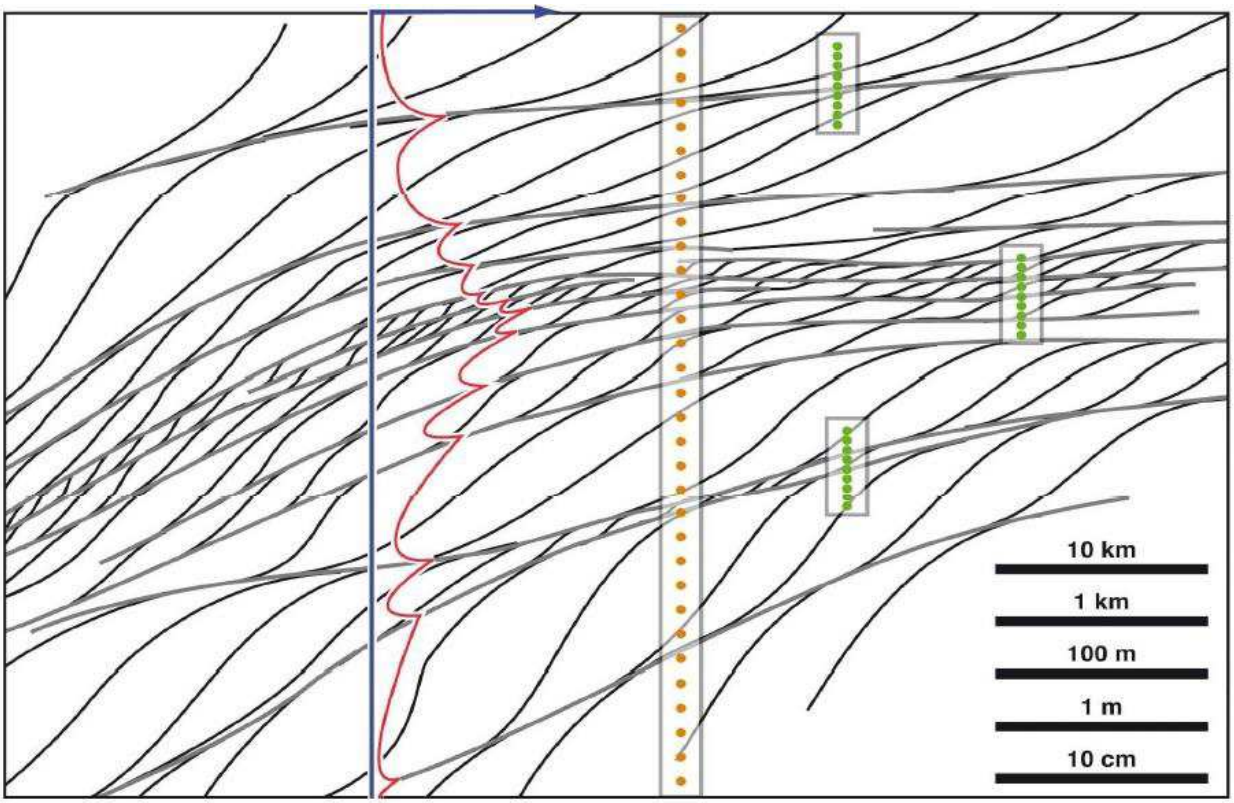


Figure 7 : Stratégie d'échantillonnage pour les datations Ar/Ar à travers des gradients d'intensité de la déformation. *La courbe en rouge représente l'intensité de la déformation finie. Les points jaunes représentent un transect d'échantillonnage en vue de rendre compte des gradients de grande échelle. Les points en vert représentent un échantillonnage resserré le long de gradients locaux.*

Ont été sélectionnés à tous ces titres les zones de cisaillement 1) du système de détachement Nord-Cycladique (NCDS pour « North Cycladic Detachment System ») sur l'île d'Ikaria dans les Cyclades en Grèce, et 2) de l'Est du massif du Tende (ETSZ pour « East Tenda Shear Zone ») en Corse alpine, dont les différences notables sont explicitées dans les paragraphes suivants.

Le NCDS sur Ikaria implique un dôme métamorphique ainsi qu'un complexe granitique dont la mise en place des différents protolithes est pénécontemporain de la déformation (âge de mise en place entre 16 et 14 Ma, U-Pb sur zircon, Bolhar et al., 2010). La particularité de cette première cible terrain par rapport à la seconde est que la déformation n'implique qu'un seul sens de transport, que la vitesse de refroidissement est extrêmement rapide (plus de 50 °C/Ma ; Kumerics et al., 2005) et que le protolithe granitique sélectionné est à deux micas (granite de Karkinagrion ; Ring, 2007), donc possède des micas préexistants vis-à-vis de la déformation.

L'ETSZ du massif du Tende se développe dans un protolithe granitique Varisque (Carbonifère inférieur-Permien supérieur ; Rossi et al., 1993) impliqué dans l'orogenèse alpine de Corse. La déformation est associée à des critères cinématique indiquant un polyphasage alpin enregistrant la succession continue dans le temps d'une subduction et d'une exhumation (Cohen et al., 1981 ; Mattauer et al., 1981 ; Jourdan, 1988 ; Daniel et al., 1996 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Molli et Malavieille, 2011 ; Maggi et al., 2012, 2014 ; Rossetti et al., 2015). La particularité de cette cible terrain réside dans le fait que les micas blancs présents ont uniquement été formés lors de la déformation et du métamorphisme alpin. De plus, la différence d'âge entre la formation du protolithe et la déformation alpine permettra d'étudier la distribution d'un héritage en ^{40}Ar dans la zone de cisaillement.

Le manuscrit de cette thèse est décomposé en plusieurs chapitres suivant ce chapitre introductif. Le second chapitre traite de la cible terrain d'Ikaria (contexte, caractérisation des gradients d'intensité de la déformation sur le terrain, caractérisation des microstructures, caractérisation des compositions chimiques des phases, résultats des datations). Le troisième chapitre traite de la cible terrain du massif du Tende (contexte, caractérisation des gradients d'intensité de déformation sur le terrain, caractérisation des microstructures en lame mince et par diffraction des électrons rétrodiffusés (EBSD), estimation des proportions des phases, quantification des transferts de matière, caractérisation des compositions chimiques des phases, résultats des datations). Le quatrième chapitre est une discussion comprenant deux parties respectives sur les deux cibles de terrain et une discussion générale. Une conclusion achèvera cette succession de chapitres.

CHAPITRE 2

PREMIERE CIBLE D'ETUDE :
Le massif granitique d'Ikaria (Cyclades de l'est, Grèce)

Ce second chapitre s'intéresse au comportement du système K-Ar face à la déformation d'un complexe granitique intrusif se mettant en place dans une zone de cisaillement ductile active ; un cas avéré de mise en place syncinématique. Seront présentés dans un premier temps, sous la forme de deux articles, le contexte global de l'île d'Ikaria et sa place dans le domaine égéen, puis la description des structures déformées à l'échelle du terrain ainsi que des modalités de la mise en place du complexe granitique. L'étude sera concentrée par la suite sur le protolithe à deux micas qui a été daté dans cette étude, suivant un ordre logique d'analyse structurale de la déformation depuis l'échelle du terrain vers celle des microstructures, complétée par l'analyse de la composition chimique des phases présentes, et enfin par la présentation des résultats des datations.

2.1 Contexte géologique – *Article 1: The Ikaria high-temperature Metamorphic Core Complex (Cyclades, Greece): Geometry, kinematics and thermal structure*

Le massif granitique d'Ikaria représente un cas idéal d'un complexe granitique se mettant en place sous un détachement crustal lors d'une phase d'extension régionale, ici au niveau de la partie effondrée et partiellement fondue de la chaine des Hellenides au centre du domaine Egéen (Cyclades centrales en Grèce ; e.g. Lister et al., 1984 ; Avigad et Garfunkel, 1989 ; 1991 ; Gautier et Brun, 1994 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet et al., 2004 ; 2008 ; Ring et al., 2010). Les Cyclades ont été en grande partie structurées en contexte arrière arc pendant le retrait du panneau plongeant africain vers le sud-ouest (e.g. Jolivet et Faccenna, 2000 ; Jolivet et Brun, 2010). Cet article comporte principalement une étude structurale détaillée incluant l'analyse de la déformation ductile et cassante ainsi qu'une étude thermométrique visant à décrire la structure thermique de l'île. Une courte partie radiochronologique apporte le premier âge U-Th/Pb sur monazite obtenu dans un leucosome du cœur migmatitique de l'île permettant ainsi de relier les événements géologiques et les structures d'Ikaria à ceux qui sont bien connus dans le reste du domaine Egéen, et de discuter globalement du mode d'extension des Cyclades en fonction de la quantité d'étirement de la croûte continentale.

Les quelques travaux antérieurs effectués sur Ikaria ont apporté une quantité importante de données sur la cartographie de l'île et la nature des lithologies (Papanikolaou, 1978 ; Photiades,

2002a ; 2002b ; Pe-piper et Photiades, 2006 ; Ring, 2007 ; Hezel et al., 2011), l'âge du magmatisme (Bolhar et al., 2010), l'enregistrement petro-structural de l'exhumation et de la déformation (Kumerics et al., 2005 ; Ring, 2007) ainsi que sur l'enregistrement de la chronologie de l'exhumation (Altherr et al., 1982 ; Kumerics et al., 2005). La répartition des données en carte suggérait cependant des zones non couvertes par l'exploration de terrain. De plus, l'interprétation des données apparaissait extrêmement contradictoire d'une étude à l'autre, notamment sur la nature des contacts, nécessitant un travail d'approfondissement sur la géologie générale de l'île.

Pour pallier ce manque, le premier travail effectué sur Ikaria a été une étude intégrée de l'île, comprenant notamment un travail de terrain conséquent répartit sur 33 jours, dont voici les principaux objectifs :

- Réaliser une nouvelle cartographie géologique par une exploration de terrain exhaustive.
- Décrire la structure finie de l'île ainsi que la déformation ductile et cassante dans toutes les lithologies.
- Clarifier la géométrie et la structure de l'île par une analyse structurale sur le terrain et une campagne d'estimation des températures maximales enregistrées par les roches par Spectrométrie Raman sur Matière Carbonée (RSCM).
- Dater la fusion partielle par datation U-Th/Pb sur monazite dans les migmatites découvertes par l'exploration de terrain.
- Intégrer tous ces résultats pour discuter de l'histoire géologique de l'île et de sa place dans le contexte global des Cyclades.

Toutes ces tâches et les questions associées, ainsi que le contexte régional et local de cette cible terrain, dont l'exposé est nécessaire en préalable de l'étude proprement dite sur le comportement du système K-Ar avec le déformation, ont été intégrés et synthétisés dans ce premier article présenté, dont voici les principaux résultats.

L'exploration de terrain a permis d'affiner les contours des contacts entre les différentes lithologies et différentes unités. L'analyse de la structure finie définit un dôme structural d'orientation SW-NE. Le cœur de ce dôme est composé de migmatites qui évoluent vers le haut vers une succession de roches métamorphiques non fondues enregistrant un gradient normal de température dont les valeurs minimales en haut de la structure sont d'environ 390 °C. La résolution en température obtenue par la méthode RSCM permet de mettre en lumière un gap situé à environ

200 m à partir du haut de la pile métamorphique, structurant sa succession en deux unités, Agios-Kirykos et Ikaria, respectivement « froide » et « chaude ». Cette succession enregistre une intense déformation ductile, plutôt coaxiale au cœur de la structure, et non-coaxiale à cinématique top-N à top-NE qui se concentre entre les deux unités et en haut de la structure. Ce gradient de déformation est également enregistré dans le massif granitique, intrusif dans la succession métamorphique comme le montre l'augmentation des températures RSCM vers les granites. Cette zone de cisaillement et cette carapace mylonitique aboutissent vers le haut à un véritable détachement cassant qui juxtapose l'unité sédimentaire de Fanari sur les roches granitiques et métamorphiques. L'étirement cassant SW-NE calculé à partir de l'inversion des données des jeux des failles présentes dans les roches sédimentaires et métamorphiques est compatible avec l'étirement ductile enregistré dans le haut de la structure.

Un résultat majeur de l'exploration de terrain est la découverte d'un massif important (4 sur 2 km) de migmatites, dont les leucosomes ont permis de dater la fusion partielle de la base de l'unité d'Ikaria à 15.7 ± 0.2 Ma, précédant directement la mise en place des granites vers 14 Ma (Bolhar et al., 2010). L'intégration de tous ces résultats et des travaux antérieurs indiquent en somme que l'île d'Ikaria enregistre principalement la phase d'effondrement de cette partie de la chaine, dans un contexte H*T*-B*P* allant jusqu'à la fusion partielle de la croûte. L'exhumation est enregistrée de manière continue depuis cette fusion partielle à ~16 Ma et ce jusqu'à la surface vers ~5-4 Ma par les données thermochronologiques de basse température (Kumerics et al., 2005). Elle est accommodée par un amincissement de la croûte réalisée par le biais de zones de cisaillement ductiles vers lesquelles s'est localisée la déformation, relayées finalement par un détachement cassant qui juxtapose la croûte cassante sur la croûte ductile fossilisée. Ikaria complète ainsi une série de « metamorphic core complexes » (MCC) miocènes exhumés sous le NCDS. La découverte d'une fusion partielle Miocène sur Ikaria permet de contraindre une zone centrale de haute température dans les Cyclades, caractérisée par un étirement extrême de la croûte et une extension non-coaxiale top-N, tandis que les zones marginales non fondues (Cyclades de l'est et Menderes en Turquie) sont caractérisées par une extension plus symétrique à l'échelle régionale (Hetzel et al., 1995 ; Ring et al., 1999 ; Gessner et al., 2001 ; Grasemann et al., 2012).

Journal of Geodynamics 92 (2015) 18–41

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Geodynamics

journal homepage: http://www.elsevier.com/locate/jog

The Ikaria high-temperature Metamorphic Core Complex (Cyclades, Greece): Geometry, kinematics and thermal structure

Alexandre Beaudoin[a,b,c,*], Romain Augier[a,b,c], Valentin Laurent[a,b,c], Laurent Jolivet[a,b,c], Abdeltif Lahfid[b,c], Valérie Bosse[d], Laurent Arbaret[a,b,c], Aurélien Rabillard[a,b,c], Armel Menant[a,b,c]

[a] Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
[b] CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
[c] BRGM, ISTO, UMR 7327, 45060 Orléans, France
[d] Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas & Volcans, CNRS, UMR 6524, 63000 Clermont-Ferrand, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 29 January 2015
Received in revised form
18 September 2015
Accepted 28 September 2015
Available online 11 October 2015

Keywords:
Structural analysis
RSCM geothermometry
U–Th–Pb geochronology
Metamorphic Core Complex
Ikaria
North Cycladic Detachment System

ABSTRACT

This work attempted at clarifying the structure of Ikaria using primarily intensive geological mapping combined with structural analysis and a geothermometry approach of Raman spectrometry of carbonaceous material. Foliation over the whole island defines a structural dome cored by high-grade to partially molten rocks. Its exhumation was completed by two top-to-the-N ductile extensional shear zones, operating in the ductile and then the brittle fields, through a single extensional event coeval with progressive strain localization. The thermal structure of the dome with regard to position of ductile shear zones was retrieved using the Raman spectroscopy of carbonaceous material. Peak-metamorphic temperatures range from 390 °C in the upper parts of the structure down to 625 °C in the core of the dome in the vicinity of migmatites and S-type granite. Pioneer in situ U–Th–Pb analyses on monazite performed on the leucosome parts of these rock yielded a 15.7 ± 0.2 Ma age. Ikaria Island thus completes the series of Miocene migmatite-cored Metamorphic Core Complex in the central part of the Aegean domain where a genuine high-temperature zone can be defined as the central Aegean *HT* zone. There, the extreme stretching of the continental crust is associated with dominantly top-to-the-N kinematics.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

In the Mediterranean realm, the retreat of oceanic slabs triggered the initiation of back-arc extension (i.e. large-scale extension in the upper plate of a subduction zone), leading to the collapse of previously thickened continental lithosphere (Le Pichon and Angelier, 1979; Malinverno and Ryan, 1986; Dewey, 1988; Platt and Vissers, 1989; Royden, 1993; Jolivet and Faccenna, 2000; Rosenbaum et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Jolivet et al., 2008). This post-orogenic evolution (i.e. crustal thinning by extension-related normal faulting after an episode of crustal thickening) resulted in the formation of series of extensional domains or wide-rift systems (Lister et al., 1984; Buick, 1991; Corti et al., 2003) such as the Alboran Sea, the Tyrrhenian Sea, the Pannonian Basin and the Aegean Sea. Lateral evolution from the central parts of the extensional domains to the bounding non-collapsed orogenic segments implies drastic lateral gradients of finite extension and suggests highly non-cylindrical structures. In the Aegean Sea, along with the drastic decrease in topography and crustal thickness, the main orogenic structures of the Hellenic belt are increasingly reworked by extension from continental Greece to Naxos, in the center of the Aegean Sea. Extensional structures related to back-arc crustal stretching evolve from essentially brittle steep and shallow-dipping normal faults in continental Greece to shallow-dipping ductile shear zones in the center of the Aegean domain (Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet et al., 2010). Furthermore, a straightforward correlation between the degree of non-coaxiality of the back-arc domain and the amount of stretching of the continental crust is observed at the scale of the entire Aegean domain (e.g. Augier et al., 2015). Marginal areas that connect to non-collapsed orogenic segments display symmetrically arranged detachment systems. In the western parts of the Aegean domain, both the West Cycladic Detachment System (WCDS) and the North Cycladic Detachment System (NCDS) exhume a horst-shaped domain, where orogenic features are still nicely preserved, depicting bivergent extension

* Corresponding author at: ISTO, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, France. Tel.: +33 2 38 49 25 73.
E-mail address: alexandre.beaudoin@univ-orleans.fr (A. Beaudoin).

http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.09.004
0264-3707/© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

(e.g. Jolivet et al., 2010; Grasemann et al., 2012). Conversely, in the center of the Aegean domain, deformation remains highly asymmetric from Mykonos in the north, all the way to Sikinos in the south (e.g. Gautier et al., 1993; Kumerics et al., 2005; Denèle et al., 2011; Augier et al., 2015). There, orogenic features are particularly overprinted or even locally erased by the combined effects of intense top-to-the-N shearing and partial-melting. Migmatite-cored Metamorphic Core Complexes (MCCs), associated with Miocene intrusions, roofed by major top-to-the-N crustal-scale detachments, are described on Naxos, in the center (e.g. Lister et al., 1984; Urai et al., 1990; Buick, 1991; Gautier and Brun, 1994; Jolivet et al., 2004a; Vanderhaeghe, 2004) and Mykonos in the north of the Aegean domain (Lecomte et al., 2010; Denèle et al., 2011). Concentrating a large part of the total amount of stretching, recognition of MCCs therefore appears of prime importance. Similarly, asymmetry of crustal thinning at the regional-scale is another key-question for understanding back-arc extension dynamics. However, the current understanding of back-arc dynamics in the Aegean domain is hindered by the severe lack of knowledge for the bulk of its eastern part.

One of the largest Aegean islands, displaying the largest intrusion of the Aegean Sea, located between the northern Cyclades and western Turkey, Ikaria Island has been the focus of several recent studies. However, the first order structural architecture of this island remains conflicting and the existing geological maps of Ikaria present marked discrepancies. Besides, the current knowledge of the metamorphic record and particularly the thermal structure of Ikaria remain fragmentary. These problems were reconsidered after an extensive field survey, including primarily new geological mapping and structural analysis. The position and importance of the various tectonic contacts as well as the bulk thermal architecture of the island were further constrained using the geothermometry approach of Raman Spectrometry of Carbonaceous Material (RSCM). Following their recent discovery, the migmatites described in the core of the structure were dated by U–Th–Pb LA-ICPMS analyses on monazite.

2. Geological setting

2.1. Geodynamic context

The Aegean domain (Fig. 1) corresponds to the collapsed segment of the Hellenides-Taurides belt, developed as the result of the convergence between Apulian and European plates, in the eastern Mediterranean, since the Late Cretaceous (e.g. Aubouin and Dercourt, 1965; Brunn et al., 1976; Bonneau and Kienast, 1982; Bonneau, 1984; van Hinsbergen et al., 2005; Jolivet and Brun, 2010; Ring et al., 2010). During this period, a south-verging crustal-scale orogenic wedge was formed by subduction and accretion of several Apulia-derived continental blocks separated by oceanic basins. Post-orogenic extension of the Hellenic thickened crust started in the Early Oligocene (Jolivet and Faccenna, 2000; Jolivet et al., 2008) or the Early Miocene (Ring et al., 2010) by a combination of gravitational collapse and back-arc extension during the southward retreat of the African slab (e.g. Jolivet and Faccenna, 2000; Jolivet and Brun, 2010). Intense crustal stretching of the upper plate leads to the formation of a series of MCCs (Lister et al., 1984; Avigad and Garfunkel, 1989, 1991; Gautier and Brun, 1994; Jolivet et al., 2004a). Despite the importance of the post-orogenic overprint on the orogenic architecture, the original vertical superposition of tectonic units in the nappe stack is often preserved at the scale of the whole Aegean domain (e.g. Bonneau, 1984; van Hinsbergen et al., 2005). Three main tectonometamorphic units are classically recognized (e.g. Bonneau, 1984; Ring et al., 2010) (Fig. 1):

1. The Upper Cycladic unit corresponds to a lateral equivalent of the Pelagonian nappe (e.g. Bonneau, 1984; Jolivet et al., 2004a) recognized in continental Greece. This unit generally crops out as isolated klippes or rafts in the Cyclades, essentially made of ophiolitic material such as in Andros, Tinos, Mykonos, Kea, Kythnos, Serifos and Samos (e.g. Ring et al., 1999; Jolivet et al., 2010; Grasemann et al., 2012). Rocks preserve a Cretaceous *HT-LP* metamorphic imprint but escaped both the Eocene *HP-LT* and the Oligocene-Miocene *HT-LP* tectonometamorphic events (Katzir et al., 1996). Syn-tectonic detrital shallow-marine and continental sediments locally form the uppermost unit on Mykonos, Paros, Naxos and Ikaria (e.g. Angelier, 1976; Photiades, 2002a; Sanchez-Gomez et al., 2002; Kuhlemann et al., 2004; Lecomte et al., 2010). Conglomerates mostly contain pebbles derived from the Upper Cycladic nappe and reworked magmatic rocks as young as 10 Ma (e.g. Sanchez-Gomez et al., 2002).
2. The Cycladic Blueschists unit crops out as a composite unit including locally a significant component of metabasic rocks interleaved with metapelites and marbles, all equilibrated in blueschist-facies conditions (e.g. Blake et al., 1981; Bonneau, 1984; Avigad and Garfunkel, 1991; Keiter et al., 2004). This unit experienced a complex alpine tectonometamorphic evolution, with an early burial in *HP-LT* conditions reaching blueschist to eclogite-facies conditions during the Eocene, followed by a greenschist overprint of variable intensity during the Oligocene and the Miocene (Altherr et al., 1979, 1982; Wijbrans et al., 1990; Parra et al., 2002; Duchêne et al., 2006; Augier et al., 2015). On Ikaria, despite the lack of reliable *HP* index minerals, the Messaria unit (Kumerics et al., 2005) was correlated with the Ampelos nappe recognized on Samos that experienced metamorphic conditions of the order of 15 kbar and 500 °C (Will et al., 1998).
3. The lower units crop out in tectonic windows. The Cycladic Basement unit crops out in the central and southern Cyclades (i.e. on Naxos, Paros, Sikinos and Ios) (e.g. Andriessen et al., 1987). It is composed of Variscan granitoids mantled by micaschists that retain either metamorphic relics of amphibolite-facies assemblages or inherited radiometric ages suggesting a complex prealpine history (e.g. Henjes-Kunst and Kreuzer, 1982; Andriessen et al., 1987; Keay and Lister, 2002). It is sometimes covered by Mesozoic marbles that may represent a *HP* equivalent of the Gavrovo unit cropping out in continental Greece (Jolivet et al., 2004b). Just as the Cycladic Blueschists unit, the Cycladic Basement unit shows a complex alpine tectonometamorphic evolution, with an initial subduction-related burial in *HP-LT* conditions during the Eocene whose trace has been obscured by an Oligocene-Miocene local overprint (van der Maar et al., 1981; Vandenberg and Lister, 1996; Baldwin and Lister, 1998; Augier et al., 2015). On Naxos and Paros, it experienced a partial-melting stage in amphibolite to granulite-facies conditions (i.e. Jansen and Schuiling, 1976; Buick and Holland, 1989; Vanderhaeghe, 2004; Duchêne et al., 2006).

Rocks of the Cycladic Blueschists and the lower units were exhumed during two distinctive stages in two contrasted geodynamic settings. The first stage occurred in the Hellenic subduction context, during the Eocene, with burial and synorogenic exhumation (by shortening-related normal faulting) of blueschist to eclogite-facies assemblages in an extrusion wedge structure (e.g. Altherr et al., 1979; Wijbrans et al., 1990; Trotet et al., 2001a,b; Groppo et al., 2009; Ring et al., 2007; Jolivet and Brun, 2010). The second stage occurred in the Oligocene-Miocene with the post-orogenic exhumation in the back-arc domain of the Cycladic Blueschists and the lowers units as metamorphic domes or migmatite-cored MCCs (Lister et al., 1984) below a series of detachments (e.g. Avigad and Garfunkel, 1989; Buick and Holland, 1989; Buick, 1991; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Gautier et al.,

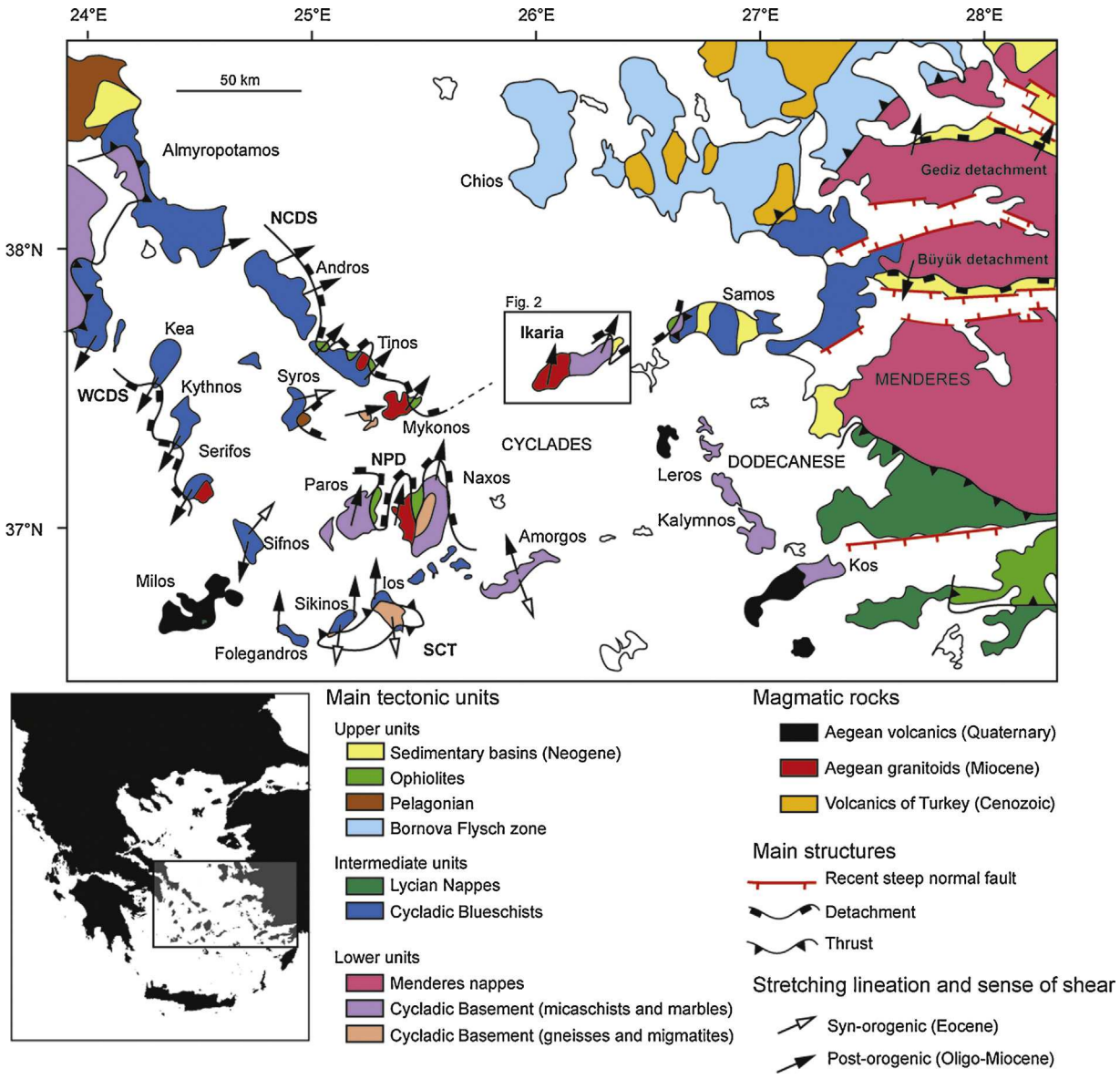


Fig. 1. Tectonic map of the Aegean domain. Tectonic map of the Aegean domain showing the main geological units and structures related to both synorogenic and postorogenic episodes, modified after Jolivet et al. (2013) and references therein. Original map has been modified incorporating recent works (Ring et al., 1999; Kumerics et al., 2005; Rosenbaum et al., 2007; Huet et al., 2009; Grasemann et al., 2012; Augier et al., 2015). NCDS: North Cycladic Detachment System; WCDS: West Cycladic Detachment System; NDP: Naxos-Paros Detachment; SCT: South Cycladic Thrust.

1993; Gautier and Brun, 1994; Jolivet and Patriat, 1999; Keay et al., 2001; Vanderhaeghe, 2004; Kumerics et al., 2005; Mehl et al., 2005, 2007; Denèle et al., 2011; Augier et al., 2015). In the northern Cyclades, these detachments were recently grouped in a single large-scale top-to-the-N structure running over 130 km to form the NCDS (Fig. 1; Jolivet et al., 2010). A similar set of detachments with opposed, top-to-the-S or SW kinematics, was identified in the western Cyclades (Grasemann and Petrakakis, 2007; Iglseder et al., 2009, 2011; Tschegg and Grasemann, 2009; Brichau et al., 2010) and recently mechanically linked to form the WCDS (Grasemann et al., 2012). The Naxos-Paros Detachment (NDP) completes those series of detachment systems in the center of the Aegean domain (Buick and Holland, 1989; Buick, 1991; Gautier and Brun, 1994; Kruckenberg et al., 2011). Another major shear zone over which top-to-the-N kinematics rework top-to-the-S shear sense occurs in the southern Cyclades on the islands of Sikinos and Ios (e.g. Vandenberg and Lister, 1996; Forster and Lister, 2009; Huet et al., 2009; Thomson et al., 2009; Augier et al., 2015). Extension on this shear zone starts to exhume rocks near the Early Miocene (Thomson et al., 2009). Here, top-to-the-S kinematics was first considered as extensional (Vandenberg and Lister, 1996; Forster and Lister, 2009; Thomson et al., 2009) and later correlated with the WCDS (Ring et al., 2011). Another study reinterpreted this shear zone as a top-to-the-S thrust reworked by top-to-the-N extension (the South Cycladic Thrust, SCT) (Huet et al., 2009). The same interpretation is made on Sikinos where the SCT crops out (Augier et al., 2015). Late exhumation stages along extensional systems were accompanied by the emplacement of syn-tectonic Miocene I and S-type granites (i.e. Tinos, Mykonos, Naxos, Serifos and Ikaria; Fig. 1) (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Altherr and Siebel, 2002; Grasemann and Petrakakis, 2007; Ring, 2007; Iglseder et al., 2009; Bolhar et al., 2010; Laurent et al., 2015). The activity of detachments is also constrained by syn-tectonic deposition of sediments over the Upper Cycladic unit (e.g. Sanchez-Gomez et al., 2002; Kuhlemann et al., 2004; Lecomte et al., 2010; Menant et al., 2013).

Although part of these features of the Cycladic geology are found further east within the Menderes massif (Fig. 1), type, distribution and timing of metamorphism appear less clear. The Cycladic Blueschists unit and the Lycian Nappe that experienced *HP-LT* metamorphic conditions rest on top of the structure to the north and to the south of the massif (Oberhansli et al., 1998; Rimmelé et al., 2003a,b; Pourteau et al., 2010). *HP-LT* metamorphic conditions are dated from Late Cretaceous to Eocene (Oberhansli et al., 1998; Pourteau et al., 2013). Crustal stretching responsible for the final exhumation of the metamorphic part of the Menderes massif under shallow-dipping shear zones (e.g. Rimmelé et al., 2003b; Bozkurt, 2007; van Hinsbergen, 2010; Bozkurt et al., 2011) is very similar to the Cyclades one. Detachments juxtapose Neogene syn-tectonic sediments on metamorphic rocks that are strongly retrograded in the greenschist facies during the Miocene (Hetzel et al., 1995a; Lips et al., 2001). Here again, crustal thinning is accompanied by the emplacement of syn-tectonic granites (Ring and Collins, 2005; Glodny and Hetzel, 2007).

2.2. Geology of Ikaria

Ikaria is a 40 km-long island located in the eastern Aegean Sea between Mykonos and Samos. A recent map coverage was performed by the Greek Institute of Geology and Mineral Exploration (G-IGME) (Photiades, 2002b), complemented by independent geological maps presenting highly conflicting interpretations (Papanikolaou, 1978; Kumerics et al., 2005; Ring, 2007; Bolhar et al., 2010; Kokkalas and Aydin, 2013).

At first glance, the geology of Ikaria consists in an equal distribution of a metamorphic domain to the east and a large-scale magmatic complex to the west, bounded by sedimentary rocks (Fig. 2). The metamorphic part consists in a 1500 m-thick tectonometamorphic succession made of metasediments including metapelites, metaquartzites, marbles and minor metabasites occurrences passing upward to finely alternating metapelites and marbles (Photiades, 2002a,b; Kumerics et al., 2005). The metamorphic grade decreases upward from widespread amphibolite-facies associations (i.e. staurolite-garnet-biotite in metapelites and hornblende-plagioclase in metabasites) to greenschists-facies associations in the uppermost parts of the succession (e.g. Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005; Martin et al., 2011). Peak-metamorphic conditions, as retrieved from pseudo-section approaches, yielded 6–8 kbar for 600–650 °C conditions for the basal parts of the tectonometamorphic succession (Kumerics et al., 2005; Martin et al., 2011), fringing partial-melting conditions assuming water saturation conditions (Weinberg and Hasalová, 2015). While similar quantitative P–T estimates are currently lacking for the upper parts of the succession, a localized change in the metamorphic grade has however been proposed within the upper parts (Papanikolaou, 1978; Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005). Besides, it is noteworthy that traces of an initial *HP* imprint is currently lacking on Ikaria, at variance with neighboring islands (Altherr et al., 1982; Photiades, 2002a; Kumerics et al., 2005; Ring, 2007).

Three main magmatic intrusions were recognized on Ikaria (Papanikolaou, 1978; Photiades, 2002b; Ring, 2007); two small-scale, less than 10 km^2 S-type two-mica leucogranite intrusions (i.e. the Xylosyrtis and the Karkinagrion intrusions) and a large-scale I-type intrusion (i.e. the Raches intrusion). Along with a related pervasive pegmatite dyke array (Photiades, 2002b; Hezel et al., 2011), the Xylosyrtis pluton displays a clear intrusive character within the metamorphic series. Conversely, the nature of the Raches granite contact remains highly controversial and was mapped so far as intrusive (Papanikolaou, 1978; Laurent et al., 2015), as a detachment (Kumerics et al., 2005) or as a thrust (Photiades, 2002a,b; Kokkalas and Aydin, 2013). Emplacement of the main intrusions occurred in a narrow 15–13 Ma age-range (Bolhar et al., 2010).

Metamorphic and intrusive rocks experienced an intense top-to-the-N shearing in both ductile and then brittle regimes (Kumerics et al., 2005; Ring, 2007). The Raches intrusion in the west thus shows a top-to-the-N strain gradient toward the upper structural levels, from proto-mylonites to ultra-mylonites, and finally cataclasites (Laurent et al., 2015). Prior to this study, two main tectonic contacts, along which deformation is concentrated, were distinguished: the Messaria and Fanari detachments (Kumerics et al., 2005). According to Kumerics et al. (2005), the Messaria detachment corresponds to a mylonite zone later partly overprinted by cataclastic deformation. At variance, the Fanari detachment is currently regarded as a purely brittle contact roofing the metamorphic rocks and bounding the sediments of the upper unit (Kumerics et al., 2005; Ring, 2007). This unit, regionally known as the Fanari unit, consists in sandstones, siltites and conglomerates containing clasts of red cherts and ophiolitic rocks of Early Cretaceous age and large-scale olistoliths of Triassic recrystallized limestones (Papanikolaou, 1978) reminding typically rocks of Pelagonian affinity (Pe-Piper and Photiades, 2006). Ages of those sediments spread from Oligocene to Pliocene (Photiades, 2002a,b). In the center of the island, the recrystallized limestone of Kefala, inferred as Triassic, is sometimes described as a klippe of the upper unit of Ikaria (Papanikolaou, 1978; Photiades, 2002a,b; Pe-Piper and Photiades, 2006). The main argument for the presence of the Pelagonian unit relies on the description of a diorite intrusive body that yielded Cretaceous K/Ar ages on hornblende (Altherr et al., 1994).

Precise age-constraints on peak-metamorphic conditions and the accurate timing for the onset of extensional motions along main shear zones are currently lacking on Ikaria. First record of cooling, below 550 °C (Villa, 1998), is scattered between 25 and 17 Ma (K/Ar on hornblende; Altherr et al., 1982). Late exhumation stages are, in turn, well constrained after 15 Ma by varied thermochronological tools (Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005). The K/Ar and Ar/Ar ages on both fabric-forming white mica and biotite yield numerous 12 to 9 Ma ages. In metamorphic rocks, these ages are interpreted as both cooling or deformation ages during exhumation while they are considered as cooling ages for granites (Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005). Fission-track (FT) analyses yielded 10.3 ± 0.3 to 7.1 ± 0.3 Ma ages for zircon and 8.4 ± 0.8 to 5.9 ± 0.8 Ma ages for apatite (Kumerics et al., 2005). Final cooling stages were constrained by U–Th/He analyses on apatite that yielded symmetrically arranged 6 Ma ages for both flanks and a 3 Ma age for the core of the structure (Kumerics et al., 2005). Cooling rates therefore exceeded 100 °C/Ma from the ductile to brittle transition (i.e. 300–400 °C, Stöckhert et al., 1999; Imber et al., 2001) and temperatures as low as 70 °C between 10 and 6 Ma.

3. A new geological map of Ikaria

An extensive field survey was carried out on Ikaria including new field mapping in order to complement the existing G-IGME geological map (Photiades, 2002b). The result is presented in Fig. 2; readers are referred to existing maps showing very conflicting interpretations to appreciate the modifications (Papanikolaou, 1978; Photiades, 2002b; Kumerics et al., 2005; Ring, 2007; Bolhar et al., 2010; Kokkalas and Aydin, 2013).

For clarity, the lithostratigraphic subdivisions of Photiades (2002b) were kept as much as possible. Three main lithologies, including marbles, micaschists (including calcschists and minor metaquartzites and metabasites occurrences) and granitic rocks derived from three main intrusive bodies were mapped (Fig. 2). Definition of the main tectonic units changed as the result of the

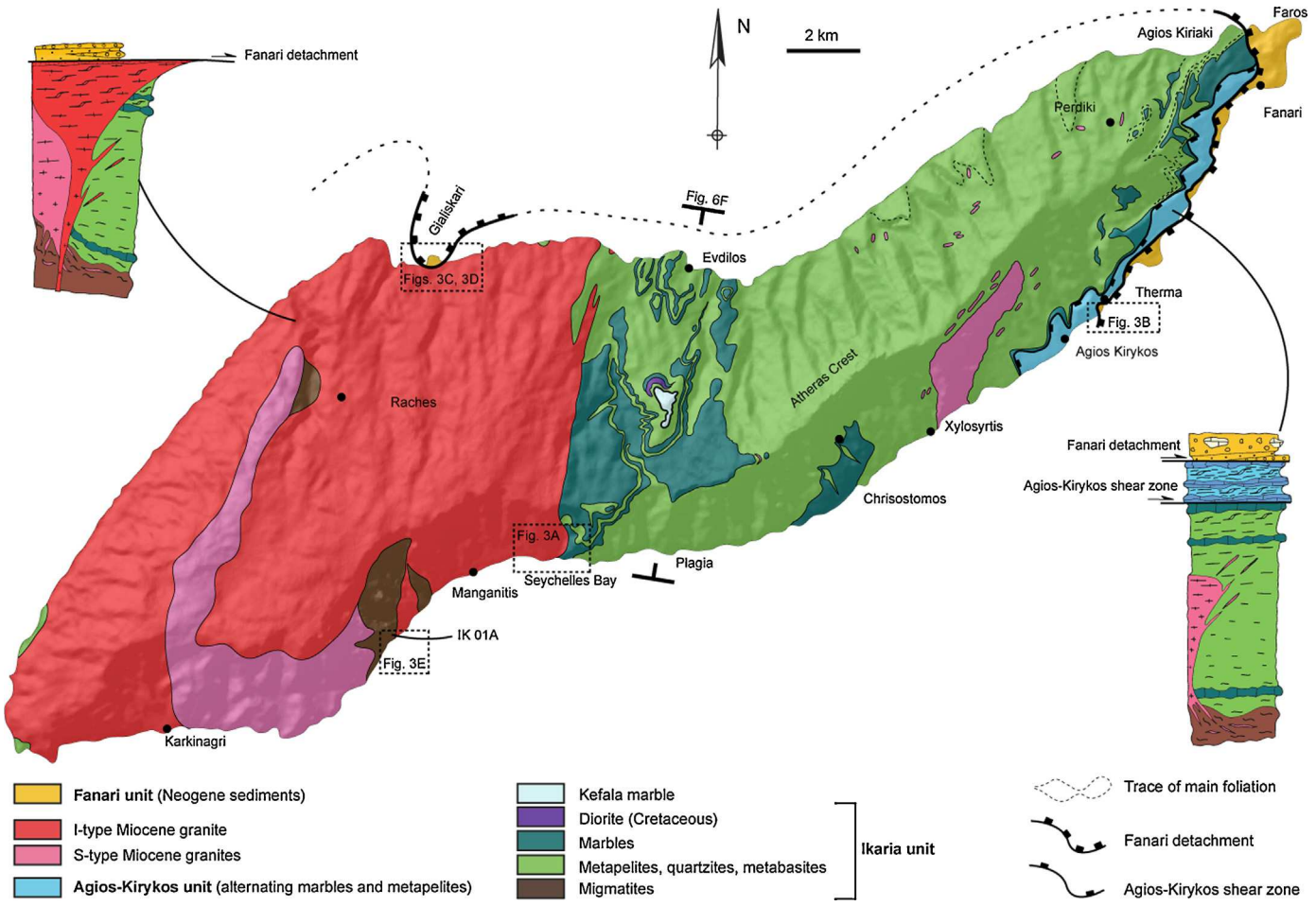


Fig. 2. Geological map of Ikaria. (a) New geological map of Ikaria proposed in this study. Lithologic outlines correspond to new field observations and a compilation of existing maps (e.g. Papanikolaou, 1978; Photiades, 2002b; Kumerics et al., 2005; Ring, 2007). Also indicated are two representative tectonometamorphic piles for the eastern and the western parts of Ikaria.

modification and the reinterpretation of their boundaries, particularly the tectonic and intrusive contacts. Three main tectonic units, from bottom to top: the Ikaria, Agios-Kirykos and Fanari units, limited by two major shear zones, are now distinguished. The main tectonic features having a map-scale expression were also reported in detail. These structures consist primarily in the Agios-Kirykos and the Fanari ductile shear zones developed as ramp-flat extensional structures either at shallow-angle to the compositional layering as décollement zones or cutting down-section. The Fanari shear zone even presents evidence for subsequent displacements in the brittle field superimposed on ductile features. On the map, the Fanari detachment clearly cuts across the whole Agios-Kirykos unit and the Agios-Kirykos shear zone. Other shear zones or brittle contacts put forward on previous maps were abandoned. The basal contact below Kefala marble (e.g. Papanikolaou, 1978; Altherr et al., 1994; Photiades, 2002a,b; Pe-Piper and Photiades, 2006) is considered less important than in previous studies since no metamorphic gap is backed up by published data. Moreover, detailed mapping of this zone indicate that the diorite is intrusive in Ikaria unit. However, a panorama on the Kefala marble seen suggests the presence of a tectonic contact at its base (Papanikolaou, 1978). Although probably minor, this contact might be a late brittle expression of the system of detachments. Similarly, the nature of the eastern contact of the Raches granite considered either as the lateral equivalent of the Messaria detachment (Kumerics et al., 2005; Ring, 2007) or a major thrust contact (Photiades, 2002a,b; Kokkalas and Aydin, 2013) was re-evaluated. Field work in the vicinity of the contact of the Raches granite unambiguously shows, despite ductile deformation, the clear intrusive character of the granite within Ikaria unit (Fig. 3a) as suggested in earlier studies (e.g. Papanikolaou, 1978; Laurent et al., 2015). Along with the Fanari detachment, the Fanari sedimentary unit of Kumerics et al. (2005) was extended further southwest (Fig. 3b). This sedimentary unit was correlated to sediments recognized on the northern part of Ikaria at Gialiskari (Fig. 3c) as initially proposed by Photiades (2002a,b) and recently reinforced by Laurent et al. (2015). There, the Fanari sedimentary unit lies on top of a thick cataclastic body (Fig. 3c and d) superimposed over a 300–500 m-thick ductile strain gradient developed within both the Raches and Karkinagrion granites (Laurent et al., 2015). Besides, the initial geological outline of the Karkinagrion granite (Ring, 2007) was significantly modified and extended toward the north (Fig. 2). Detailed field work within and around this granite massif allows the recognition of a large-scale migmatite complex closely associated with this S-type granite (see recent description in Laurent et al., 2015) (Fig. 3e).

4. Structural analysis of the ductile deformation in metamorphic rocks

4.1. Main planar fabrics

All metamorphic rocks and most of magmatic lithologies from Ikaria are pervasively foliated. In most cases, compositional

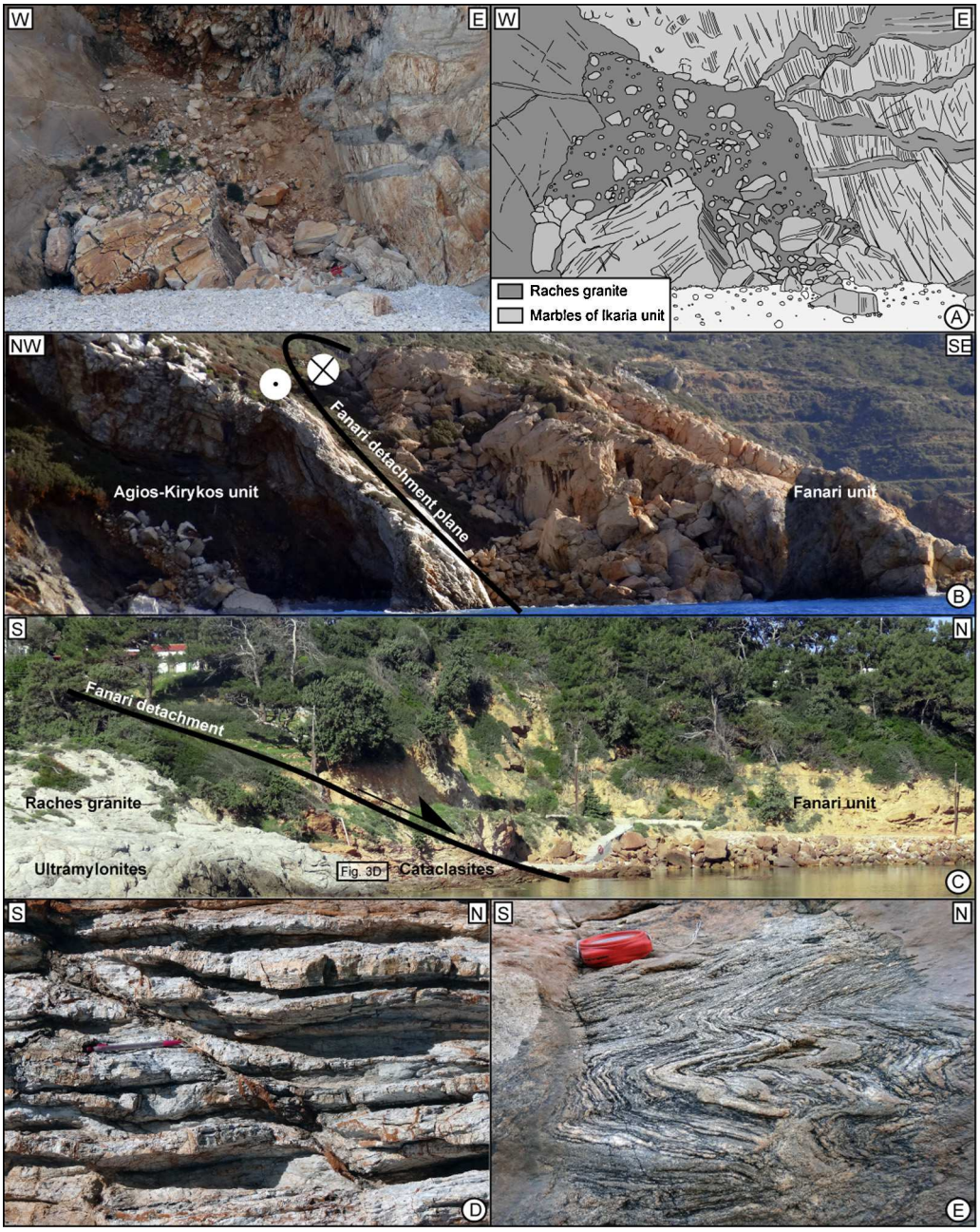


Fig. 3. New geological features and precisions about nature of contacts. (a) The intrusive contact between Raches granite and marbles of Ikaria unit is clearly marked by the presence of granitic dykes within marbles. (b) Southward extension of the Fanari detachment at Therma, separating conglomerates of Fanari unit and metasediments of Agios-Kirykos unit. (c) Panorama of the Fanari detachment at Gialiskari between sediments of Fanari unit and the Raches granite. (d) Close-up view of granite-derived cataclasites beneath the Fanari detachment at Gialiskari. (e) Details of migmatites from the lower parts of Ikaria unit preserved in the south of Raches granite. See Fig. 2 for location.

layering in the metasediments has been transposed into a main, generally shallow-angle foliation.

221 foliation planes were measured in all lithologies of the two metamorphic units. Besides, bedding was measured in Fanari unit. Measurements, statistical analysis and foliation trajectories are reported in Fig. 4a–c, respectively. The dip of foliation planes displays a large range of variation between 10° and 50° for a mean value at 20–25° (Fig. 4b). Smoothing out these small-scale dip variations, the main foliation planes commonly dip away from the long axis of the island. The strike of foliation therefore shows a fairly concentric pattern depicting a NE-SW elongated structural dome (Fig. 4c), which ends in the northeast. The dome axis, issued from the inversion of field measurements, trends N037° E, which corresponds to the main orientation of regional foliation (Fig. 4b and c). Additionally, this dome presents a marked asymmetry with a steeper, 30–40° dipping southeastern flank (Fig. 4b). The deeper parts of the dome crop out in the central part of the southern coast of the island, close to the contact with the Raches granite. Toward the southwest, the axis extends seaward and turns to a more E-W orientation to finally show up again across the main occurrence of migmatites (Fig. 4c). Strike and dip of the main foliation are generally discontinuous across intrusive contact of the Raches intrusion, particularly to the south. Conversely, foliation trajectories are more continuous to the north where both the granite and the wall-rocks locally present an ultramylonitic fabric (Fig. 4c).

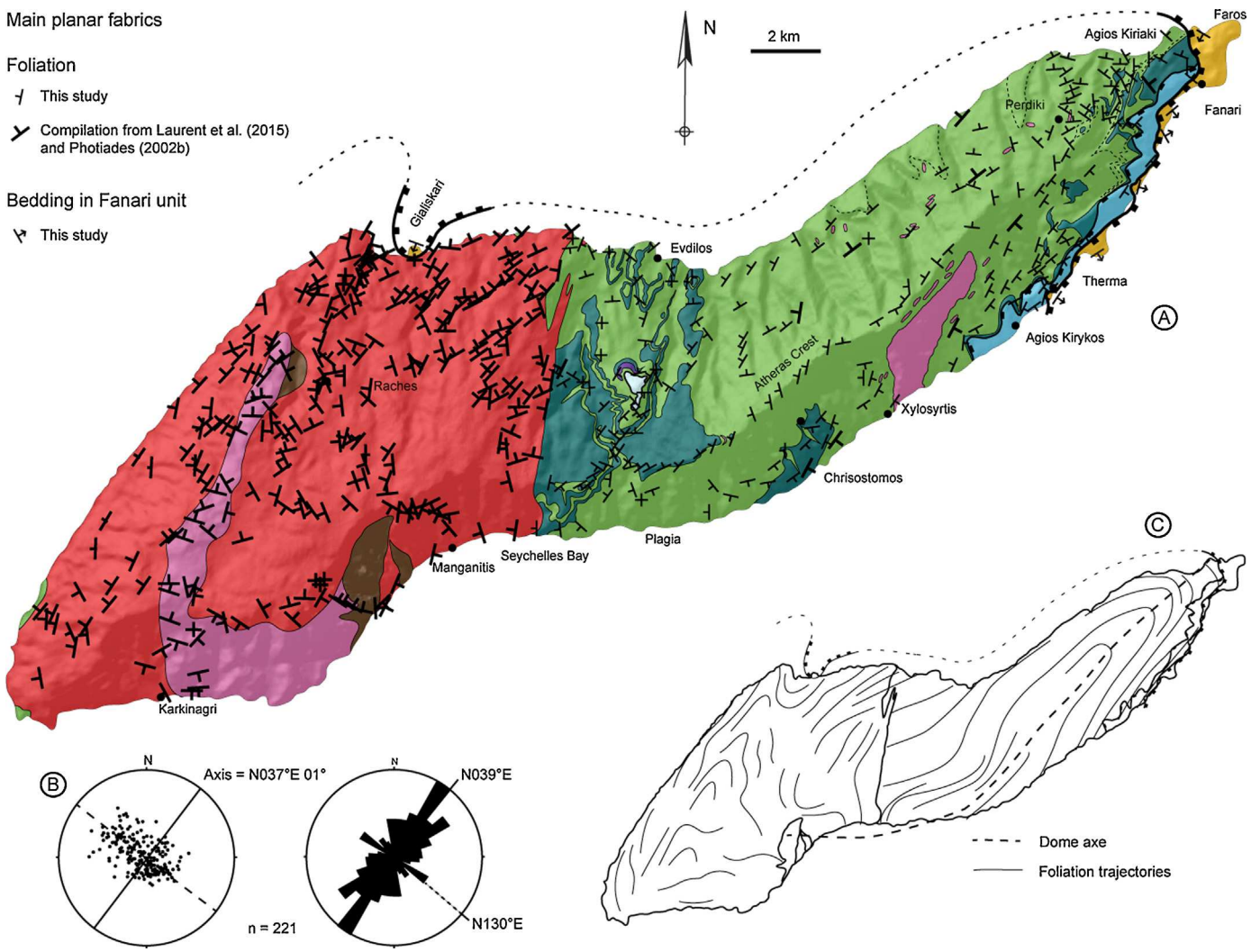


Fig. 4. Main planar fabrics. (a) Foliation-map of Ikaria. Geometry of sedimentary bedding in Fanari unit is also showed. (b) Statistics of the main foliation geometry. Poles of foliation are presented in Schmidt's lower hemisphere equal-area projection and preferred orientations of foliation is given by the rose-diagram. The elongation of the cloud allows retrieving the geometry of the dome axis. Also note that the asymmetry of the cloud calls for the asymmetry of the dome with a steeper southeast flank. (c) Simplified geological map showing foliation trajectories and traces of the main shear zones.

4.2. Stretching lineation

Stretching lineation is carried by the foliation plane in most metamorphic rocks, while it may sometimes occur as the unique strain marker in the intrusive rocks. It is marked by various indicators, depending on lithology, metamorphic grade and strain intensity. In calcite and dolomite marbles, it is defined by very fine-grained mica slates and the elongation of graphite-rich inclusions. In metapelites, it is generally defined by elongated quartz rods and phyllosilicate aggregates. It is also sometimes marked by the elongation and the truncation of epidote or tourmaline in granitic rocks. Evidence for stretching is also recorded by the preferred elongation and the brittle truncation of clasts in conglomeratic layers at the base of Fanari unit, just above the Fanari detachment.

202 stretching lineations have been measured in the field in all metamorphic rocks. Data are all reported in Fig. 5 together with some first-order statistics. At first glance, the trend of lineation shows very little dispersion. It is centered on an average value of N008°E ranging from N160°E and N020°E (Fig. 5b). Wrapped around the dome, the lineation plunges to the north in the northwestern flank of the island and to the south in the southeastern flank. At large-scale, the trend of stretching lineation describes slightly curved patterns from N-S to more NNE-SSW directions. The spatial rotation of the stretching lineation can be correlated with the relative structural position; NNE-SSW orientations are observed in the uppermost parts of the metamorphic succession and particularly in the vicinity of the Fanari shear zone, in the northeast of Ikaria or at Gialiskari (Fig. 5a).

4.3. Asymmetry of ductile deformation

The whole volume of the metamorphic succession and a great part of the magmatic intrusions of Ikaria are pervasively affected by a top-to-the-N to -NNE ductile deformation (Fig. 5a). Kinematics indicators of top-to-the-N deformation are very common and often unambiguous, particularly toward the top of Ikaria unit and in the bulk of Agios-Kirykos unit. Differing in terms of style, asymmetry and physical conditions of deformation, descriptions in Ikaria and Agios-Kirykos units are presented separately.

4.3.1. Top-to-the-N shearing gradient in Ikaria unit

Shear bands accompanied by asymmetric boudinage are the most common kinematic indicators in Ikaria unit (Fig. 6). Top-to-the-N shear bands are particularly abundant in metapelite layers interleaved with more competent rocks such as marbles, metaquartzites or metabasites. Due to asymmetric dome-shaped

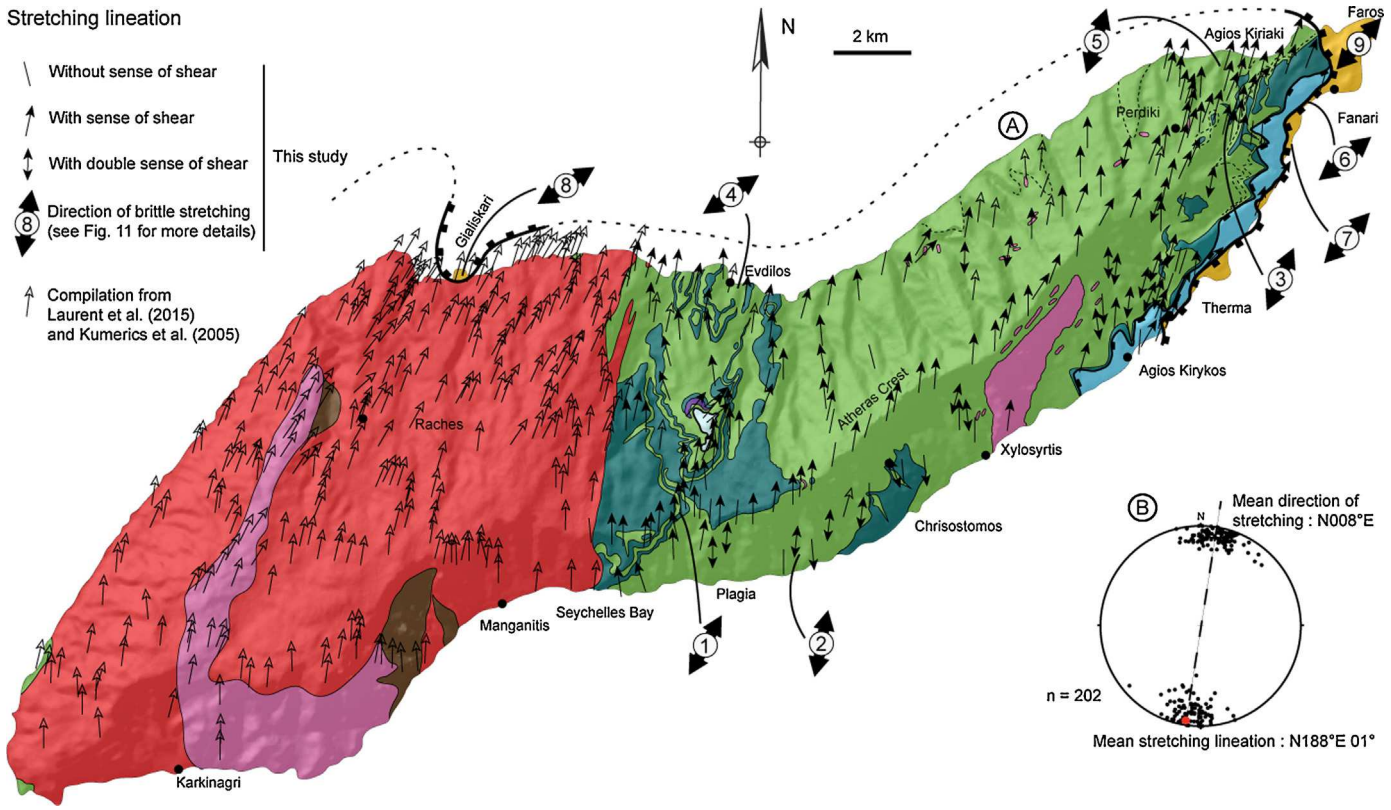


Fig. 5. Stretching lineation. (a) Stretching lineation-map of Ikaria. Note that the trend of the lineation shows very little dispersion. It is noteworthy that the strike of the stretching lineation describes slightly curved patterns from N-S to more NNE-SSW directions. Indicated are the results of the fault-slip data inversion. (b) Statistics on the preferred orientation of stretching lineation presented in Schmidt's lower hemisphere equal-area projection.

architecture of the island, shear bands display, in their present position, gentle to moderate north-westward dips and normal-sense displacements on the northwestern flank of the island while they often present flat or even "reverse" geometry on the southeastern flank. Boudinage occurs at various scales in alternating lithologies such as metapelites interleaved with marbles, metaquartzites or metabasites. Boudins frequently show asymmetric shapes consistent with a northward asymmetry. However, antithetic bookshelf structures compatible with a top-to-the-N sense of shear can be developed within marble at different scales as observed by Ring (2007).

Top-to-the-N ductile deformation appears unevenly distributed within Ikaria unit, primarily controlled by the relative structural position. Evolution of its asymmetry can be studied along a composite cross-section from the deepest parts to the top of this unit from Plagia to Evdilos. The deepest parts crop out on the southeastern coast between Chrisostomos and Plagia. There, the most typical structural feature is an intense folding of the primary compositional layering (Fig. 6a). Folds display a wide range of morphologies but all share common subhorizontal axial planes consistent with vertical flattening. A N-S stretching lineation is only developed in metapelitic or sometimes quartzitic layers while other lithologies display more randomly oriented intersection lineations. Sense of shear is often ambiguous with the presence of both top-to-the-N and top-to-the-S shear criteria suggesting a strong flattening component. Upward, the development of meter-scale decimeter-thick shear bands marks the appearance of a clear asymmetry. Shear bands delimit asymmetric boudins that preserve more ductile deformation as tight recumbent to isoclinal folds, or only as detached fold hinges (Fig. 6b). However, at variance with deeper levels of the unit, fold axes trend parallel to the stretching lineation arguing for a significant component of shearing in the direction of stretching (Fig. 6c). Upward, along with the multiplication of shear bands, the decreasing size of shear domains and boudins, metapelitic rocks become more homogeneous. Lenses of metabasites, dolomitic marbles and remains of metaquartzites occur as sigma or more rarely delta-type porphyroclasts systems consistent with an overall top-to-the-N sense of shear (Fig. 6d). Intense shear strain has turned the rocks into fine-grained mylonites (Fig. 6e). The resulting cross-section shows a first-order strain gradient, where asymmetric stretching is more and more systematic toward the highest structural levels of the unit (Fig. 6f).

Metamorphic conditions that prevailed during deformation also depend on structural position. Amphibolite-facies assemblages and gneisses are generally well preserved in the deepest parts of Ikaria unit. There, first retrogression stages are clearly synkinematic, as exemplified by the crystallization of biotite around stable garnets forming sigma-type porphyroclasts system (Fig. 7a). Upward, developed during garnet breakdown, asymmetric strain shadows around garnet contain chlorite and white-micas. Biotite, still metastable in the bulk of the rock is retrograded to chlorite in shear bands. Associated with the crystallization of large amounts of synkinematic chlorite and albite, top-to-the-N shearing in the highest levels was clearly recorded within greenschist-facies metamorphic conditions (Fig. 7b).

4.3.2. *Deformation in Agios-Kirykos unit and along Fanari shear zone*

The Agios-Kirykos unit can be studied along a series of foliation-orthogonal valleys from Therma to Agios Kiriaki (see location in Fig. 2). It consists in the alternation of marble and dark metapelites layers reaching 150–200 m of structural thickness. On most outcrops, top-to-the-NNE ductile shearing is clear. Greenschist-facies shear bands are abundant and display a clear upward evolution

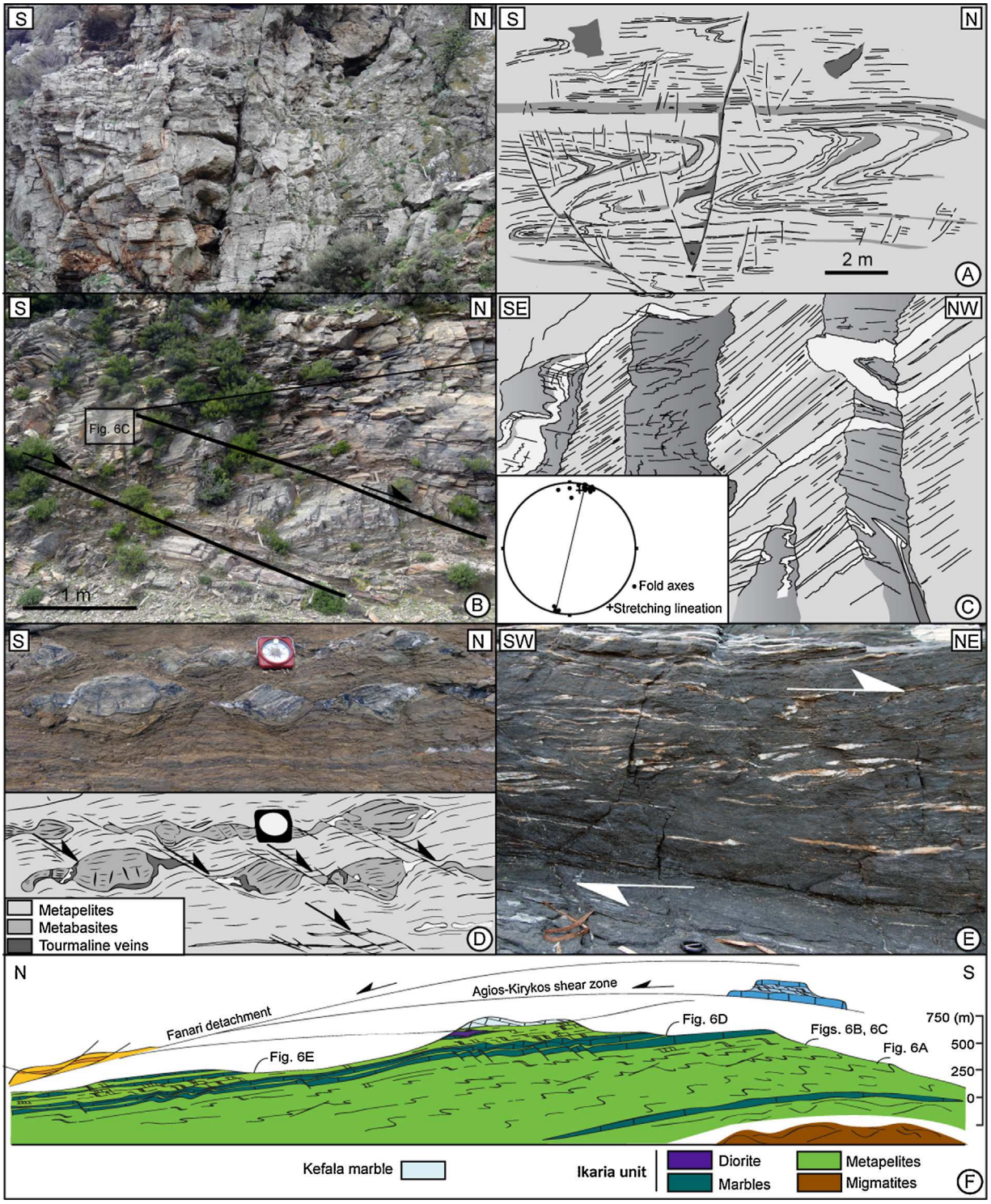


Fig. 6. Upward strain gradient within Ikaria unit. (a) Incomplete transposition of the compositional layering into a main, flat-lying penetrative foliation within the deepest parts of the structure. (b) More advanced transposition of the compositional layering into the flat-lying penetrative foliation. Note that boudin-shaped volume of rocks preserved isoclinal folds between decameter-scale top-to-the-N shear bands. (c) Close-up view of the cross-cutting relationships compositional layering and the main foliation. Note that fold axes are now mostly parallel to the stretching direction. (d) Mylonitic deformation of the upper parts of Ikaria unit. The foliation dips gently toward the north. Metabasites form asymmetric pinch-and-swell boudinage indicating top-to-the-N kinematics. (e) Typical mylonites from the uppermost parts of Ikaria unit, near Evdilos. Quartz veins have been transposed and stretched into the shear direction and forming asymmetric sigmoids indicating top-to-the-NNE kinematics. (f) Composite cross section showing the first-order strain gradient and the structural position of outcrops of Fig. 6. Trace is represented in Fig. 2.

to more localized or even cataclastic flow (compare Fig. 8a and b). The core of Fanari shear zone, developed at the expense of the uppermost parts of Ikaria unit, is well exposed in the western part of Agios Kiriaki harbor (Fig. 8c). While the contact itself is hidden by the airport runaway, Fanari unit crops out directly to the northeast, 100 m apart (Fig. 8c). There, rocks present a northeast-dipping mylonitic fabric and carry a N035°E stretching lineation marked by numerous quartz rods and boudins of all sizes from a few

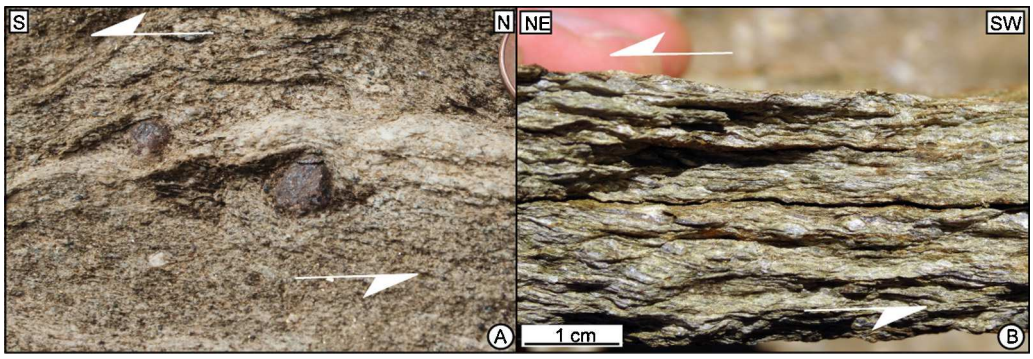


Fig. 7. Physical conditions of the deformation within Ikaria unit. (a) Small-scale top-to-the-S shear bands operating in the lower parts of Ikaria unit. The volume of rocks involved in the deformation is quite large and the amphibolite-facies associations are quite well preserved. Note that in these incipiently deformed rocks, deformation is rather symmetrical and local top-to-the-S kinematics are sometimes observed. (b) Close-up view of syn-greenschist-facies mylonites from the core of the Agios-Kirykos shear zone in the upper parts of Ikaria unit.

centimeters to several meters. Marble layers are stretched and boudinaged within the metapelitic matrix. The internal deformation of marbles displays successive stages of symmetric boudinage, evolving from ductile to brittle (Fig. 8d). Metapelite levels show a clear non-coaxial component of shearing consistent with an overall top-to-the-NNE kinematics (Fig. 8e). These layers, generally thinned to 1 m or even less, display a single and penetrative set of shear bands locally obliterating the main foliation. Spacing between

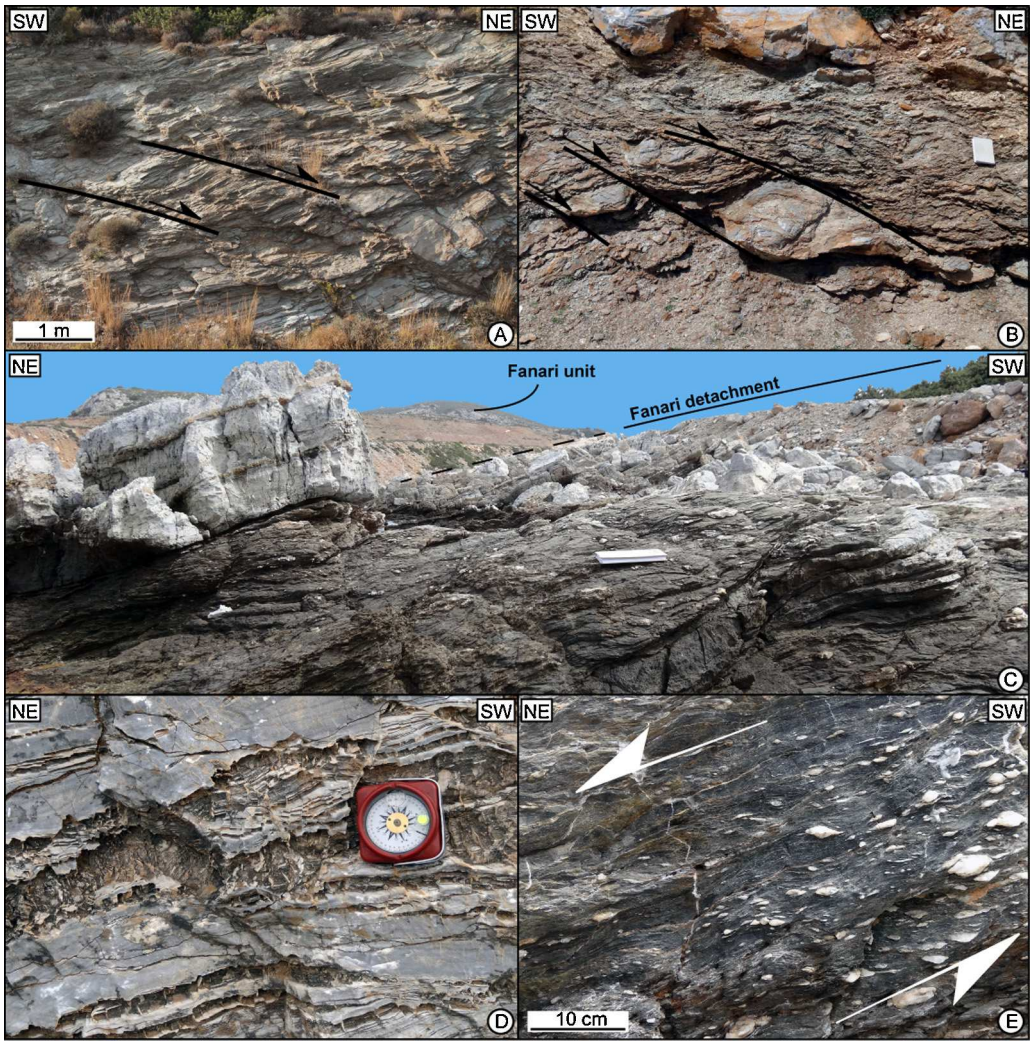


Fig. 8. Deformation in Agios-Kirykos unit. Outcrop pictures of rather weak (a) and intense (b) top-to-the-NE asymmetric deformation in Agios-Kirykos unit. Note that shearing, developed in the greenschist-facies conditions, displays a clear evolution to more localized or even cataclastic flow. (c) Large-scale view of the core of the Fanari shear zone at Agios Kiriaki. Exposed are the mylonites of the uppermost parts of Ikaria unit, on the first plane, while sediments of Fanari unit crop out in the background. Close-up views of the deformation of (d) marble and (e) metapelite layers. Marble layers display successive stages of symmetric boudinage, ranging from ductile to strictly brittle while metapelite levels show a strong non-coaxial component consistent with an overall top-to-the-NE kinematics.

shear bands, controlled by the presence of quartz lenses is locally as small as 1–3 cm (Fig. 8e). Chlorite is abundant within these rocks and adopts a clear synkinematic character in the vicinity of shear bands. The brittle expression of the Fanari shear zone is not exposed there but occurs spectacularly near Fanari, 1 km further south along the coast (Fig. 9). The Fanari detachment is described in the next section.

5. Brittle deformation analysis

Ikaria presents either large to meso-scale brittle structures or locally pervasive networks of small-scale brittle faults systems developed from the ductile-brittle transition to the brittle field. Brittle structures of all scales are first described. Results of the paleostress analysis are then presented. It must be noted here that some NNE-SSW lineaments, visible on satellite images, do not have any particular expression in the field.

5.1. Description of brittle structures

The Fanari detachment is the only large-scale structure that was active under both ductile and subsequent brittle conditions. Displacement in the brittle regime over the Fanari detachment is attested by the development of cataclasites particularly well exposed along the southeastern coast of the island as a series of several hundreds of meters of continuous outcrops (Fig. 9). There, the detachment plane appears stripped of its sedimentary cover over a large surface revealing large-scale corrugations and crescent-shaped structures that remind the Cape Evros outcrop on Mykonos (Lecomte et al., 2010; Menant et al., 2013) or the Platy Gialos outcrop on Serifos (Grasemann and Petrakakis, 2007). Breccias, locally reaching more than 2 m, are mainly developed at the expense of Agios-Kirykos unit but also from the very first decimeters of Fanari unit. Cataclastic rocks often show typical clasts size ranging from 1 to 20 cm embedded in reddish-brownish cement supposed to be composed of Fe-rich oxy-hydroxides and carbonates. The detachment plane displays a NE-SW strike and a 60° southeast-dip. It carries shallow-dipping, southwest-plunging, large-scale corrugations consistent with the opening of perpendicular cracks. Variable types of kinematics indicators of top-to-the-NNE brittle deformation in the detachment footwall unambiguously ascribe a left-lateral reverse sense of displacement. A secondary discrete striae indicates locally a reverse sense of displacement. At the scale of the map, kinematics of brittle motion over Fanari detachment indicates northeast-directed displacement consistent with the kinematics of the last increments of ductile deformation (compare kinematics given in Fig. 9 with the last ductile stretching lineation in Fig. 5). In its current position, the detachment plane is offset by a set of NW-SE vertical faults carrying oblique striations.

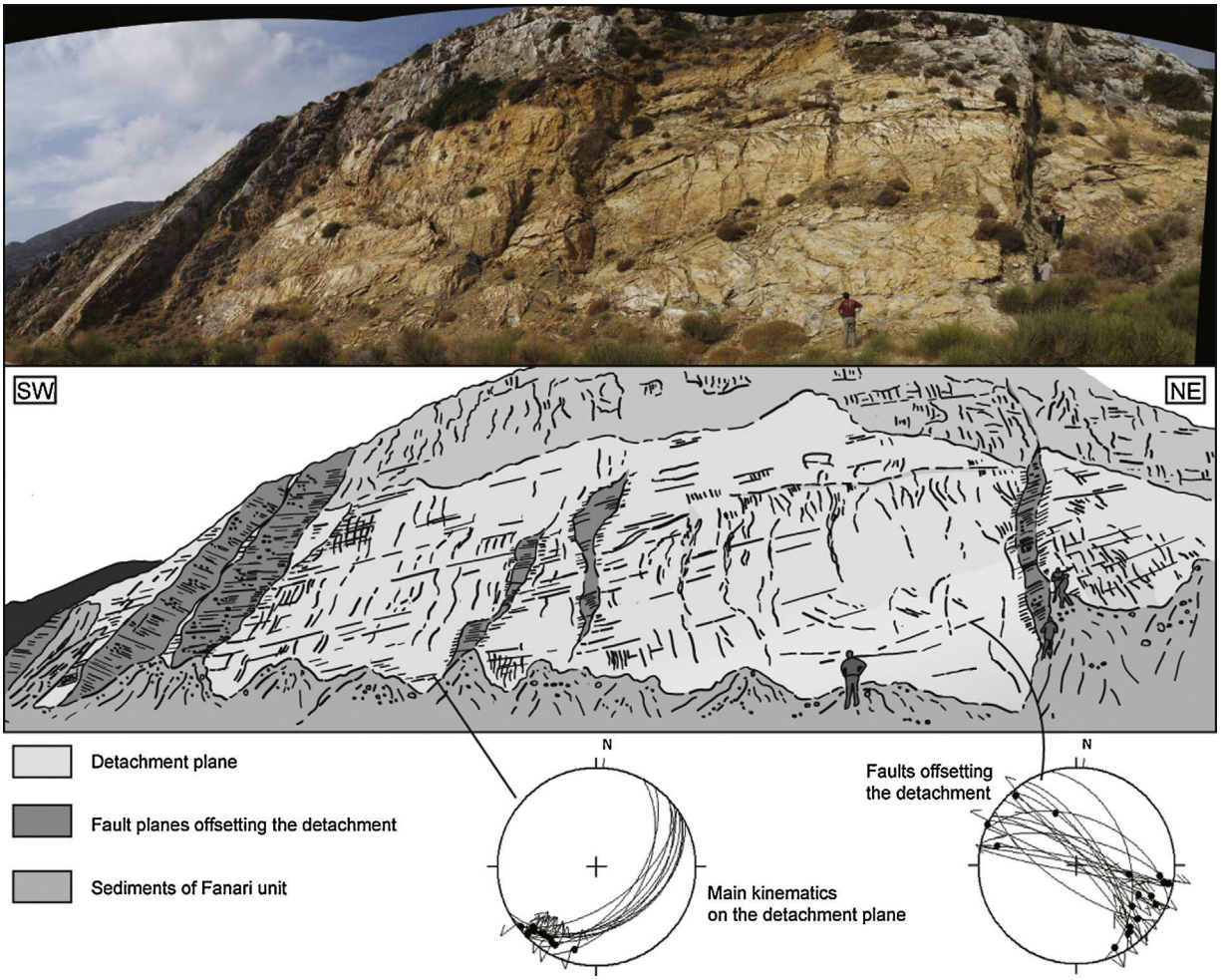


Fig. 9. The Fanari detachment plane. Large-scale representative view of the Fanari detachment plane at Fanari. The detachment plane is stripped of its sedimentary cover over several hundreds of square meters. Sediments that are almost vertical are preserved in the incised gullies and all along the coast from Fanari to Agios-Kirykos. The plane carries series of large-scale corrugations and crescent-shaped structures indicating a consistent top-to-the-NNE kinematics. Note that the detachment plane is cut across by series of high-angle faults carrying sub-horizontal striations. Also are represented stereographic projections of striations and kinematics of both the detachment plane and the faults that offset the plane.

Cataclastic rocks also occur on the northern part of Ikaria at Gialiskari (Fig. 3c and d). They overprint the uppermost parts of a 500 m-thick strain gradient developed exclusively at the expense of the underlying Raches granite (Laurent et al., 2015). Here, they bound again a tectonic unit considered as the lateral equivalent of Fanari unit exposed further east. Sediments, consisting on alternating gray sandstones, conglomerates and brownish limestones are heavily affected by extensional features. WNW-ESE normal faults are organized in conjugate sets accompanied by a dense array of subvertical WNW-ESE veins that both overprint a gently south-dipping bedding.

Beside this major brittle structure, small-scale brittle features mostly correspond to late W-E to NW-SE conjugate faults systems developed in all lithologies (Figs. 10 and 11). Displacement on faults ranges typically from a few centimeters to a few meters and can generally be constrained in the field using marker-levels. In the entire studied area, the fault population is dominated by dihedral orientations arguing for the formation of newly formed conjugate sets of faults rather than reactivated shear planes. Normal faults are often accompanied by subvertical joints and tension gashes filled with quartz, chlorite, iron oxy-hydroxides in the metamorphic rocks, quartz, chlorite or even epidote and tourmaline in granites and mostly calcite in the sediments. The close association between faults and joints often displays contradictory intersection relationships and thus argues for a contemporaneous development.

5.2. Inversion of fault-slip data

Paleostress orientation patterns were evaluated by the Win-Tensor computer-aided inversion software (Delvaux and Sperner, 2003). The reduced paleostress tensor consists in the identification of orientation of the three principal stress axes and the axial ratio of stress ellipsoid. Determination of the paleostress axes was completed by the analysis of accompanying brittle structures such as joints, tension gashes or stretched pebbles. Brittle structure analysis was conducted over 9 main sites scattered over the island (see Fig. 5 for location). Results are presented in the next two sections.

5.2.1. Using microstructures to unfold the Fanari detachment

Although the Fanari detachment consistently exhibits top-to-the-NE kinematics, it currently crops out with the geometry of southeast-dipping left-lateral reverse fault zone, a quite rare configuration in the Aegean domain (Fig. 9). A detailed study of geometrical relationships between detachment, sediments of Fanari unit and attitude of small-scale brittle structures affecting either the sediments or the detachment plane, allows proposing a restoration scenario of the initial geometry of the Fanari detachment (Fig. 10a). Two reference outcrops (6 and 7) were selected 2 km apart within sediments of Fanari unit along the detachment (see position in Fig. 5) with contrasting spatial relationships between structures. Outcrop of station 7 (Fig. 10b), which presents almost vertical bedding, displays a conjugate set of subvertical faults affecting alternating sandstones and conglomeratic layers. N030°E to N160°E faults present consistent sinistral kinematics while N070°E to N130°E faults present dextral kinematics. Part of these faults even cuts across the Fanari detachment causing 1–5 m offsets of the plane. Outcrop of station 6 also presents two sets of faults that affect a 40° dipping bedding further southeastward. The dominant set of faults displays subvertical fault planes carrying both normal and reverse kinematics. This set is accompanied by a subordinate set of flat to gently dipping fault planes that also present both normal and reverse kinematics (Fig. 10b). In their present geometry, this heterogeneous fault set requires the superimposition of two distinct stress regimes. Back-tilting of those systems of faults about a horizontal axis, in order to obtain a horizontal bedding, permits to get a coherent stress regimes for both sites 6 and 7. Maximum principal stress axis becomes vertical and the two others become horizontal, compatibly with a NE-SW extension for both sites. It strongly suggests that faults form before an unequal tilting of the different outcrops. This assumption is confirmed further to the southwest where both the detachment plane and the bedding of sediments are subhorizontal (i.e. less than 20° toward the southwest) while tension-gashes are now subvertical and all faults appear as a single conjugate normal fault set preserved in its initial attitude. Importantly, back-tilting of the whole system, including the Fanari detachment, results in a system where the detachment plane operates at shallow angle, 10–15° to the northwest, with normal-dextral-sense kinematics and cuts the sediments down-section as observed in the neighboring island of Mykonos (e.g. Lecomte et al., 2010; Menant et al., 2013). In this restored position (Fig. 10a), sediments are pervasively affected by normal faulting consistent with a unique and common NNE-SSW to NE-SW extension (Fig. 10b). This paleostress solution is consistent with the paleostress field deduced from other stations throughout the island and previous studies (e.g. Kumerics et al., 2005). This point is discussed below. The causes of the Fanari detachment tilting and the more general arching of the ductile to brittle fabrics at the scale of the whole island are addressed in the discussion section.

5.2.2. Large-scale consistency of the paleostress inversions

Despite the local coexistence of both N80-110°E and N130-160°E trending normal faults, results present rather small internal dispersion (Fig. 11). At most stations, stress tensor analysis shows a consistent subvertical orientation for the maximum principal stress axis (σ_1). In other stations (e.g. sites 6 and 7 in Fig. 10b), σ_1 was restored using horizontal-axis back-tilting rotation. The minimum principal stress axis (σ_3) is horizontal or very gently dipping with a consistent NNE-SSW to more NE-SW direction of extension. In turn, the overall consistency of the direction of σ_3 prevents from significant vertical-axis large-scale block rotations. Planes of joint and tension gashes correspond to the calculated σ_1–σ_2 plane, and their poles therefore appear scattered around the σ_3 axis. Brittle structures recorded during the last exhumation stages present a marked consistency of a NE-SW stretching direction occurring in an extensional regime.

6. Thermal structure

The RSCM method is based on the quantitative study of the degree of organization of carbonaceous material (CM), which is a reliable indicator of metamorphic temperature (e.g. Pasteris and Wopenka, 1991; Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010). Because of the irreversible character of graphitization, CM structure is not sensitive to the retrograde reactions and permits to determine peak temperature conditions (T_{max}) reached during metamorphism, using an area ratio (R2 ratio) of different peak of Raman spectra (Beyssac et al., 2002). T_{max} can be determined in the 300–640 °C range with an accuracy of ±50 °C related with the precision and the dispersion of petrological data used for the method calibration (Beyssac et al., 2002). Relative uncertainties on T_{max} are however much smaller, around 10–15 °C and relative variations of that order of magnitude can be detected (e.g. Gabalda et al., 2009; Vitale Brovarone et al., 2013; Augier et al., 2015). Sampling was performed in order to quantitatively describe the large-scale thermal structure of Ikaria to complement the few existing, punctual P–T estimates (Kumerics et al., 2005; Martin et al., 2011). Sampling was therefore regularly distributed within the tectonometamorphic succession of Ikaria and a more systematic sampling was carried out in the vicinity of possible second-order thermal effects such as intrusions and

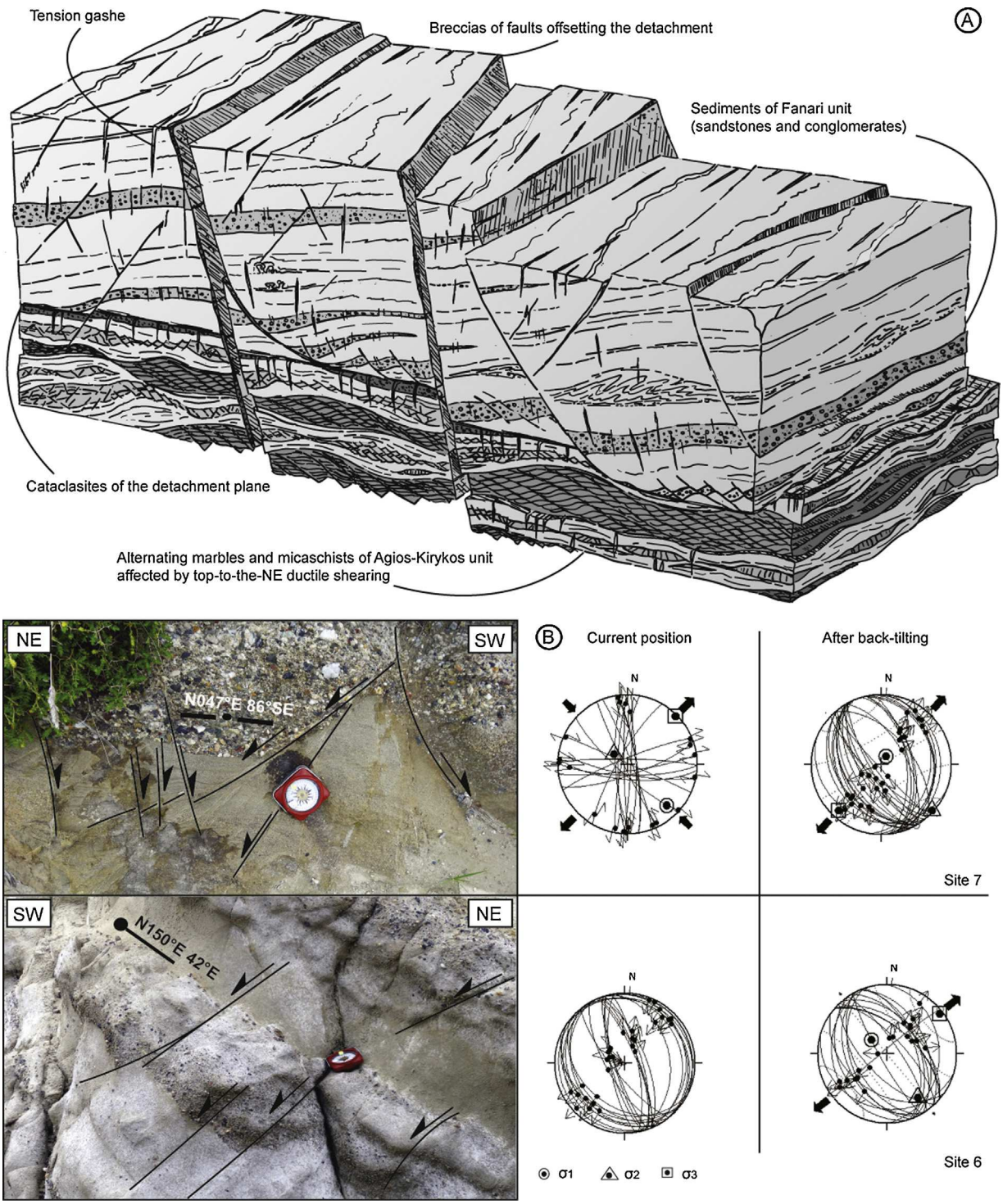


Fig. 10. Using microstructures to unfold the Fanari detachment. (a) Sketch depicting the probable geometry of the Fanari detachment prior to its tilting together with the whole system (see Fig. 9). The result is a system where the detachment plane operates at shallow angle with dextral-normal-sense. In the restored position, sediments appear pervasively affected by a single set of conjugate normal faults. (b) Outcrop pictures and stereographic projections of fault systems before and after back-tilting rotation for sites 6 and 7 (see Fig. 5 for location). In this restored position, paleostress solutions are all consistent with a unique and common NNE-SSW to NE-SW extensional stretching. This orientation is consistent with the paleostress field deduced from other stations throughout the island (see Fig. 11). Note that, conversely, three successive stress states are required to account for the heterogeneous fault populations present in their current position.

tectonic contacts. 35 samples consisting of CM-bearing metasediments were collected (see Fig. 12 for location). In order to bring out and possibly smooth out the inner structural heterogeneity of CM within samples, 13–20 spectra were recorded for each sample. Detailed results, including R2 ratio, number of spectra, T_{max} and standard deviation are presented in Table 1. In addition, RSCM temperatures are all reported in Fig. 12.

RSCM results embrace a wide range of temperature from 391 to 625 °C (Table 1). At first glance, T_{max} presents a correlation with the relative structural position. 625 °C was indeed recorded for the deepest parts of the structural dome with gneisses while 390 °C was retrieved for the uppermost parts of the metamorphic succession where low-crystallinity micaschists crop out. Ikaria therefore appears as a metamorphic dome in which temperature

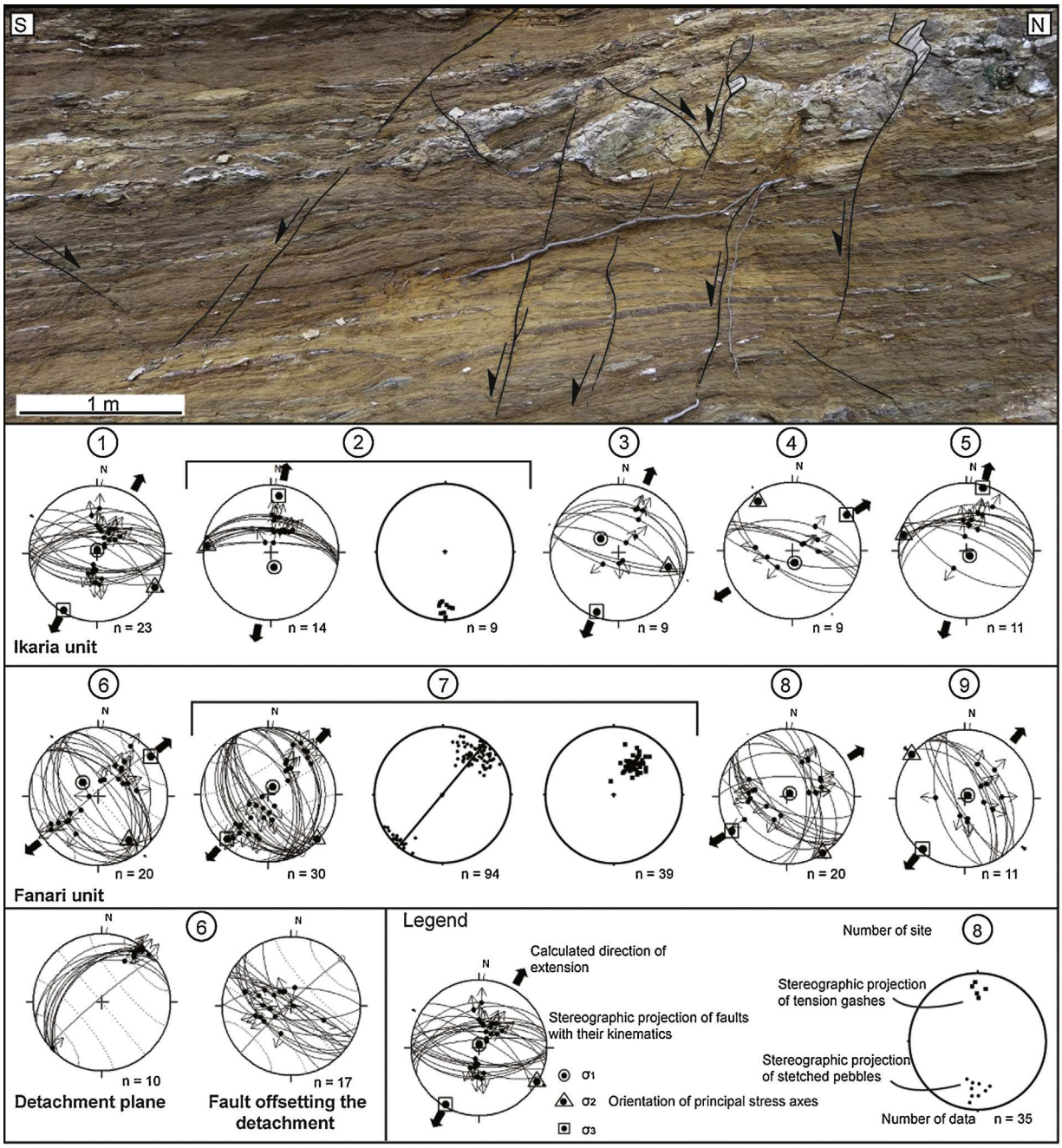


Fig. 11. Small-scale brittle structures. Detailed results of the fault-slip data inversion. Fault planes, associated striae and results of inversion were plotted using WinTensor software in Schmidt's lower hemisphere equal-area projection (Delvaux and Sperner, 2003). Also is presented a representative outcrop recognized as demonstrative of a brittle stage subsequently developed after the ductile one (site 1; see location in Fig. 5). Faults occur as a dense array of rather steep normal faults. Note the consistency of the NNE-SSW to NE-SW direction of extension all over the island.

increases down-section (Fig. 12a and b). Samples from Ikaria unit show rather high T_{max}, from 625 to 500 °C, presenting an important scatter. The 550 °C temperatures for the volume of Ikaria unit are moreover consistent with the amphibolite-facies metamorphic associations. Samples from Agios-Kirykos unit display lower temperature ranging between 450 and 390 °C (Table 1). Two main sets of temperatures can then be identified separated by a 50 °C temperature gap (Fig. 12a and b). This gap of temperature corresponds to the position of the Agios-Kirykos shear zone, independently recognized on the basis of structural criteria. This particular feature was studied in the east of Ikaria, and particularly along a foliation-orthogonal cross-section upstream of Therma valley (Fig. 12b). There, T_{max} shows a regular temperature decrease from 600 to 400 °C accompanied by a 50 °C normal-sense metamorphic gap. Among the causes of temperature variation in Ikaria unit, local heating by intrusive rocks has been tested in the vicinity of the Raches granite (Fig. 12c). Samples were picked at decreasing distance from the intrusive contact for almost the same relative structural position. Results show regularly decreasing temperatures from 580 °C to 520 °C, in accordance with the intrusive character of the Raches granite (Fig. 3a). Accordingly, smaller intrusive bodies as the Kefala diorite or small-scale pegmatite dykes that are only partly mapped (Fig. 2) may be responsible of erratic, isolated high T_{max} results.

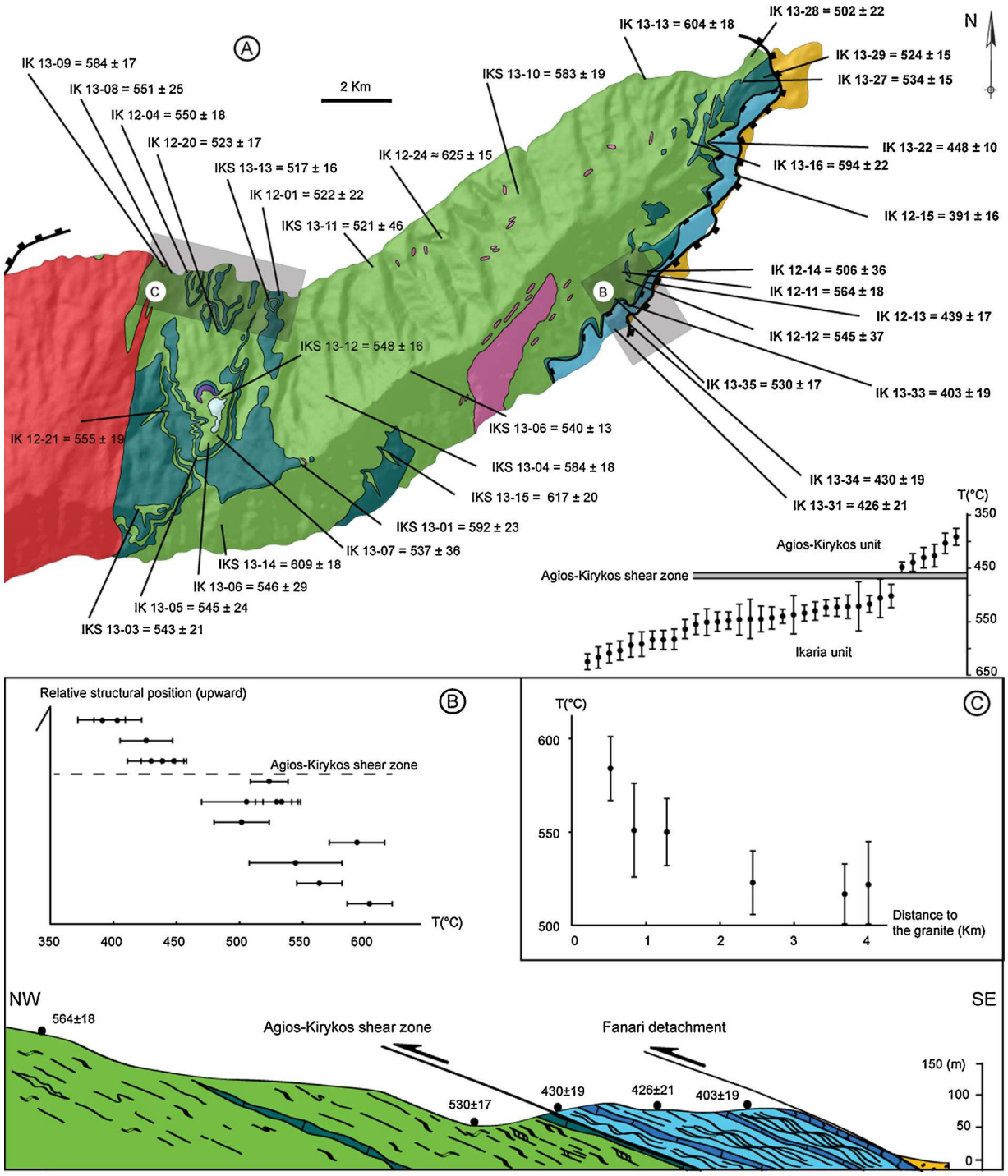


Fig. 12. RSCM peak temperature results. (a) Sampling map used for the RSCM study. In the bottom right corner, T_{max} are sorted by increasing temperature, where errors brackets correspond to intra-sample heterogeneity standard deviation. Note that temperature is comparable for two samples, positioned side by side in the chart, for Ikaria unit on one hand, and for AgiosKirykos unit on the other hand. But the two units are characterized by clearly differentiable bulk temperature. (b) T_{max} vs structural position for the northeastern part (samples used for (b) are written in bold on the map). Note the gap of temperature near the Agios-Kirykos shear zone, quite clear on the Therma cross section. (c) Increasing temperature approaching the Raches granite.

7. Age constraints on the partial melting event

7.1. Analytical methods

Analyses were performed in thin section by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) at the Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Clermont-Ferrand (France). The ablation is performed using a Resonetics Resolution M-50E system equipped with an ultra-short pulse (<4 ns) ATL excimer 193 nm wavelength laser. This laser system is coupled with Agilent 7500 cs ICP-MS equipped with a pumping system to enhance the sensitivity. Spot diameter of 9 μm was used with a 1 Hz repetition rates. Ablated material is transported using a helium flux, and then mixed with nitrogen and argon before being injected into the plasma source. Analytical procedures for monazite dating are reported in details in Didier et al. (2013, 2014) and Paquette and

Table 1
RSCM peak temperature results. RSCM results classified by increasing temperatures. For each sample are indicated the GPS position, the total number of Raman spectra (n) performed, the mean R2 ratio and temperature calculated, both associated with their standard deviation (SD) related to the intra-sample heterogeneity. Location of samples and Tmax results are given in Fig. 12.

Sample	Coordinates (UTM 35 N)	*n*	*R2*		*T* (°C)	
			Mean	SD	Mean	SD
Agios-Kirykos unit						
IK 12-15	441548 4168007	21	0.562	0.036	391	16
IK 13-33	438478 4163867	19	0.535	0.043	403	19
IK 13-31	438178 4163625	20	0.482	0.049	426	21
IK 13-34	438453 4164338	19	0.473	0.044	430	19
IK 12-13	439086 4164923	19	0.453	0.037	439	17
IK 13-22	440733 4168835	14	0.433	0.023	448	10
Ikaria unit						
IK 13-28	441898 4171296	19	0.312	0.049	502	22
IK 12-14	439237 4165283	20	0.303	0.082	506	36
IKS 13-13	428570 4164441	17	0.278	0.035	517	16
IKS 13-11	431485 4165492	21	0.269	0.104	521	46
IK 12-01	428758 4164611	23	0.266	0.051	522	22
IK 12-20	427111 4163553	18	0.264	0.038	523	17
IK 13-29	442324 4170727	13	0.262	0.034	524	15
IK 13-35	438248 4164495	15	0.251	0.039	530	17
IK 13-27	441743 4170619	15	0.241	0.033	534	15
IK 13-07	426986 4160696	21	0.233	0.081	537	36
IKS 13-06	432513 4162583	16	0.228	0.029	540	13
IKS 13-03	424903 4158649	16	0.219	0.047	543	21
IK 12-12	438723 4164980	20	0.216	0.082	545	37
IK 13-05	426436 4160041	15	0.216	0.055	545	24
IK 13-06	426795 4160494	16	0.213	0.065	546	29
IKS 13-12	427145 4161730	16	0.209	0.035	548	16
IK 12-04	426177 4165286	16	0.204	0.040	550	18
IK 13-08	425761 4165301	18	0.202	0.057	551	25
IK 12-21	425535 4161591	13	0.194	0.044	555	19
IK 12-11	438363 4165292	19	0.174	0.041	564	18
IKS 13-10	435557 4167534	13	0.130	0.042	583	19
IK 13-09	425573 4165499	17	0.129	0.045	584	20
IKS 13-04	430168 4161819	11	0.129	0.041	584	18
IKS 13-01	429434 4159919	17	0.110	0.051	592	23
IK 13-16	440281 4168893	18	0.107	0.051	594	22
IK 13-13	439031 4170692	15	0.083	0.040	604	18
IKS 13-14	427196 4158256	13	0.072	0.041	609	18
IKS 13-15	431859 4160264	14	0.054	0.045	617	20
IK 12-24	433322 4166192	18	0.037	0.034	625	15

Tiepolo (2007). Following isotopes ^{204}(Pb + Hg), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U were acquired. Data disturbed by inclusions, fractures or age mixing (between different areas of a single grain) were not taken into account for calculation. The occurrence of initial Pb in the sample can be monitored by the evolution of the ^{204}(Pb + Hg) signal intensity, but no Pb correction was applied. Elemental fractionation and mass bias were corrected making repeated analyses on Trebilcock monazite (272 ± 2 Ma, Tomascak et al., 1996). Analyses on the Moacyr monazite (Cruz et al., 1996; Seydoux-Guillaume et al., 2002; Gasquet et al., 2010; Fletcher et al., 2010) at the beginning and at the end of each session, treated as unknowns, verify the reproducibility, especially for the ^{208}Pb/^{232}Th ages, and the accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with GLITTER® software package (van Achterbergh et al., 2001; Jackson et al., 2004). Calculated ratios were exported and age diagrams were generated using Isoplot software package by Ludwig (2001).

In this study, ^{208}Pb/^{232}Th ages are preferably used because: (1) U decay series could be in disequilibrium in young monazites (Schärer, 1984), resulting in overestimated ^{206}Pb/^{238}U ages; (2) ^{232}Th is so abundant that ^{208}Pb originating from initial Pb is negligible compared to radiogenic ^{208}Pb (Janots et al., 2012; Didier et al., 2013). However, in this study, ^{206}Pb/^{238}U ages are fully consistent with the ^{208}Pb/^{232}Th ages suggesting the absence of disequilibrium in the U decay series. Slight common Pb contamination is suggested by the Tera Wasserburg diagram, enhanced by the large uncertainty of the ^{207}Pb/^{235}U ages due to very low ^{207}Pb content in young monazite ages.

7.2. Results

Fourteen monazites have been analyzed for U–Th–Pb in situ dating in thin section from one migmatite sample (IK01A; see Fig. 2 for localization; Qz, Pl, Afs, Bt, Sil and Zrn). Monazites often appear as inclusions in biotite or set at grain boundaries and occur as large pristine crystals (Fig. 13a; between 60 and 100 μm) showing in few cases irregular boundaries. Besides, most of the crystals present a clear core and rim texture (Fig. 13b) which represents variable Y and U contents: the core is Y and U-poor (Y_2O_3 between 0.3 and 1.6 wt% and UO_2 between 0.2 and 0.8 wt%) whereas the rim is Y and U-rich (Y_2O_3 between 1.7 and 4.2 wt% and UO_2 up to 3.7 wt%).

Thirty two analyses have been performed in the different domains of the monazite grains. ^{208}Pb/^{232}Th analyses yielded ages between 14.9 ± 0.5 and 16.4 ± 0.5 Ma, with a weighted mean age at 15.7 ± 0.2 Ma (MSWD = 4,1; *N* = 32). All ages appear always concordant with the ^{206}Pb/^{238}U ages (Fig. 13c). The U–Pb ages are mostly discordant and define a linear trend crosscutting the Concordia at 15.1 ± 0.2 Ma in a Tera Wasserburg diagram (Fig. 13d). This suggests a slight common Pb contamination and the large uncertainty of the ^{207}Pb/^{235}U ages due to the very low ^{207}Pb content in young monazite. For this reason, only ^{208}Pb/^{232}Th ages are considered here (see details in analytical methods).

The scattering of the ^{208}Pb/^{232}Th ages (high MSWD) is broadly correlated to the core to rim zonation, the Y and U-poor cores yielding older ages than the Y and U-rich rims (Fig. 13b). However, the small difference between the ages measured in the cores and in

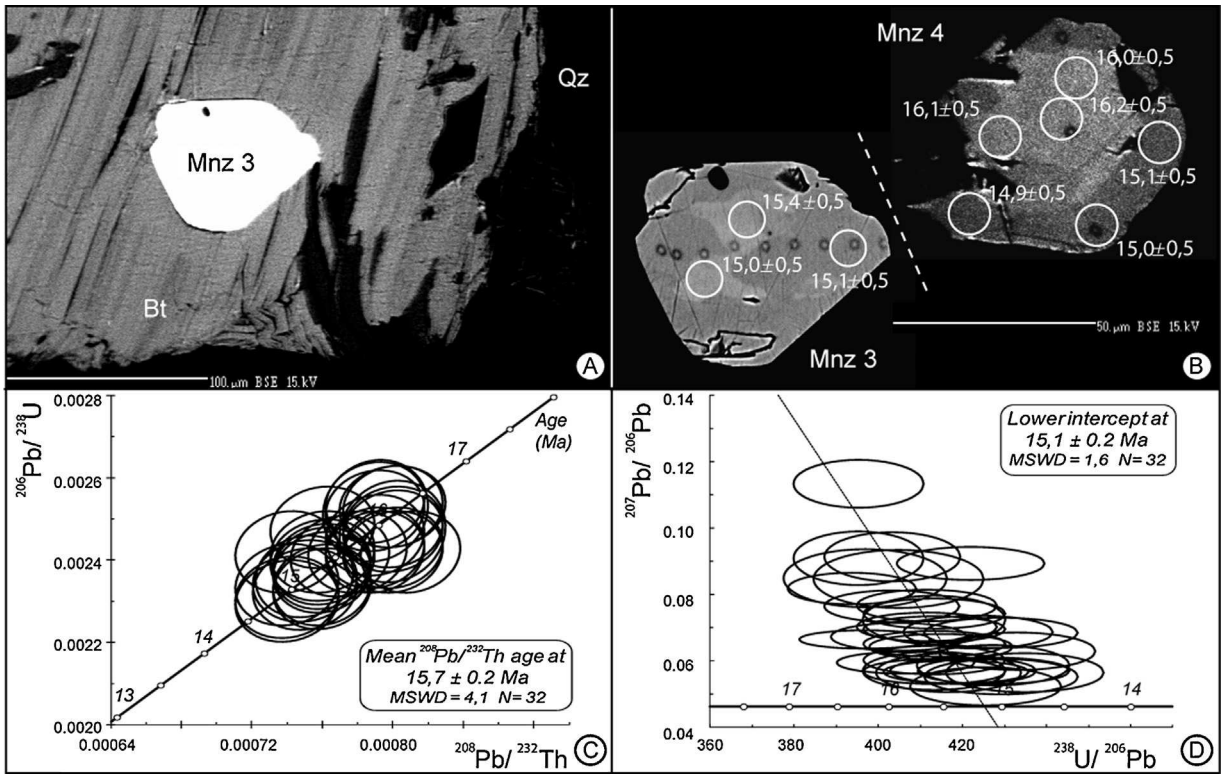


Fig. 13. U–Th–Pb analyses on monazite from migmatite sample IK01A. (a) Typical textural relationships between monazite (Mnz) crystals and the magmatic paragenesis as explored by BSE mean. Mnz 3 is included into biotite (Bt). (b) Details of the internal texture of Mnz 3 and Mnz 4 monazite crystals. BSE image reveal a clear core-rim textures. Is also shown the location of ICPMS laser ablation analysis (9 μm) and their corresponding $^{208}Pb/^{232}Th$ ages (2σ level). Note the correlation between ages and the core-rim textures. (c) $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{208}Pb/^{232}Th$ diagram for all data showing a $^{208}Pb/^{232}Th$ age of 15.7 ± 0.2 Ma concordant with the $^{206}Pb/^{238}U$ ages. (d) Tera-Wasserburg diagram for all analyses, intercepting the Concordia at 15.1 ± 0.2 Ma. Discordant U/Pb ages suggest a slight common Pb contamination and the uncertainty of the $^{207}Pb/^{235}U$ ages due to the low ^{207}Pb content of young monazites. In this study, only the $^{208}Pb/^{232}Th$ ages were considered (inset c). Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).

the rim of the monazite grains (less than 1.5 Ma) does not enable a clear distinction between two age groups. Because (i) the monazite is well known to be an efficient chronometer in dating the high temperature metamorphic processes, and (ii) no inheritance (suggesting the recording of older metamorphic event) has been observed, these results clearly establish a Langhian age for the partial melting event that affected the infrastructure of Ikaria Island.

8. Discussion

8.1. An overall top-to-the-N sense of shear as the main deformation record

The whole tectonometamorphic succession of Ikaria is pervasively affected by top-to-the-N to -NNE ductile deformation whose intensity increases toward the top of the structure (Figs. 6f and 14a). While the deepest parts of the tectonometamorphic succession exhibits rather symmetrical deformation dominated by flattening, top-to-the-N shearing deformation shows a large-scale strain gradient toward the Fanari shear zone along which most of the strain is concentrated, with an upward evolution toward a more top-to-the-NNE kinematics (Fig. 5). Characterized by a subordinate top-to-the-NNE strain gradient, the Agios-Kirykos shear zone is furthermore responsible for a 50 °C gap of normal sense, as retrieved by RSCM analyses (Fig. 12). These embedded gradients are accompanied by greenschist-facies retrogression gradients quite obvious at the scale of the outcrop or hand-specimen (Fig. 7). Crossing the ductile to brittle transition, the Fanari shear zone has even recorded increments of motion in brittle conditions responsible for the development of thick cataclasite bodies (Figs. 3 and 9). The direction of ductile stretching and markers of later brittle extensional motions on the detachment planes show a continuum of NNE-SSW stretching and top-to-the-NNE shearing, consistent, in a broad sense, with extensional direction in both metamorphic and sedimentary rocks (Fig. 11). This evolution is interpreted as an evidence of continuous stretching from middle to upper crustal levels through the ductile-brittle transition and continuous shearing along a major detachment localizing deformation.

Low-temperature geochronology pointed out a clear northward younging of ZFT ages (10.3 ± 0.3 to 7.1 ± 0.3 Ma) and AFT ages (8.4 ± 0.8 to 5.9 ± 0.8 Ma) consistent with an overall top-to-the-N unroofing with apparent slip-rates over the Fanari detachment of 10–8 km/Ma (Fig. 14b; Kumerics et al., 2005). U–Th/He analyses on apatite for both flanks of the dome yielded similar 6 Ma ages. Motion over the Fanari detachment seems stop near 6 Ma. These ages constrain, in turn, the maximum age for the onset of passive "folding" of the Fanari detachment plane around the dome, which postdates the last brittle motions of the detachment and even the brittle normal faulting that affects sediments.

A progressive rotation of the stretching and shearing direction is observed from the core to the outer flanks of the domes (Fig. 5). As suggested by the structural study, the shearing strain has progressively localized through time upward from a distributed flow, recorded in the amphibolite-facies conditions, to mylonites, ultramylonites and then cataclasites in the vicinity of Fanari detachment (Figs. 3 and 9). Accordingly, the N-S trending lineation preserved in the core is older than the NNE-SSW trending one at the top along the main shear zones. The core of the dome has therefore rotated 35° counterclockwise during its exhumation before the final doming that seems to be the latest event recorded on Ikaria. This late event tends to confer to the dome the geometry of an a-type dome where the stretching direction is parallel to the dome axis (Jolivet

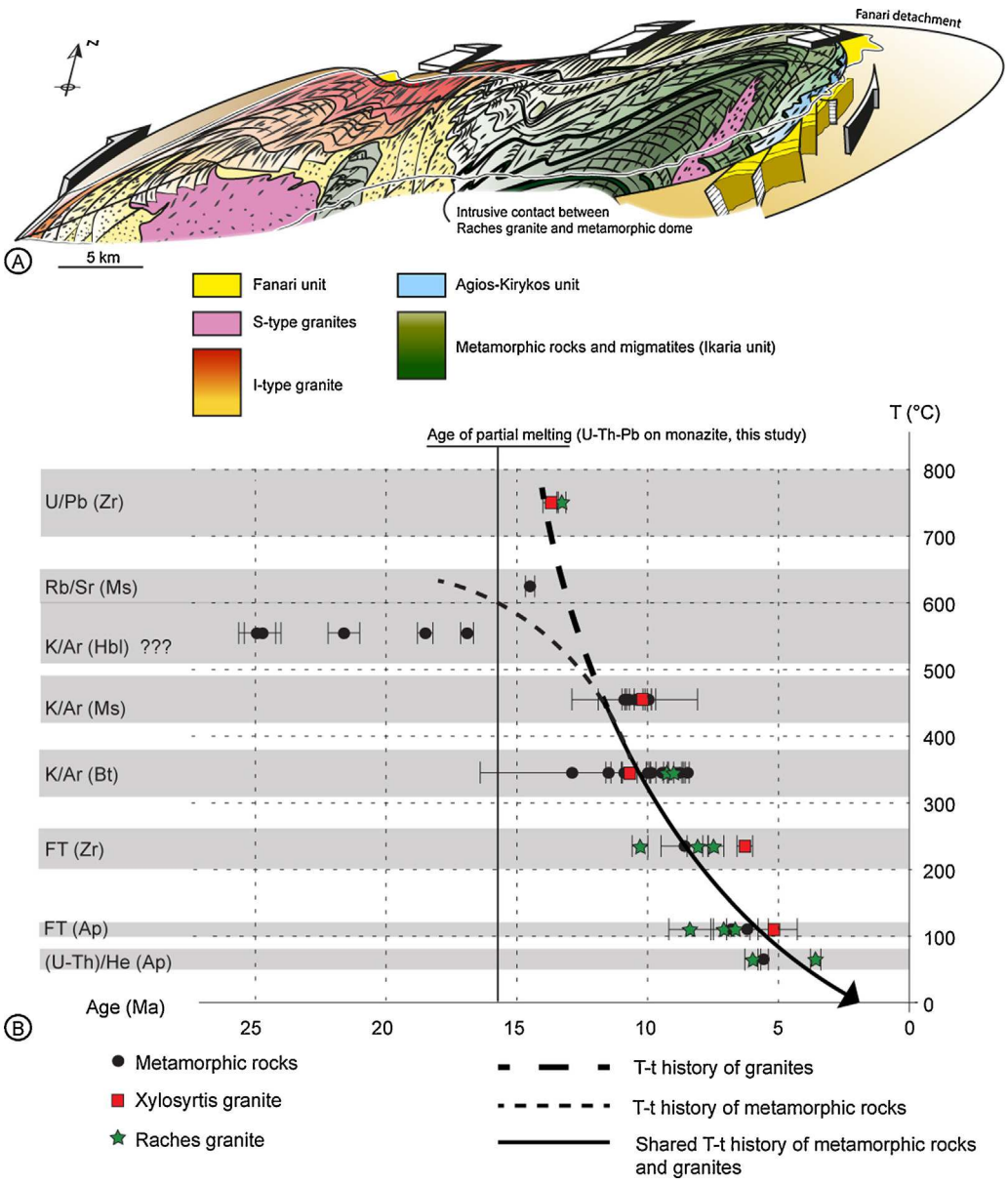


Fig. 14. Large-scale structure and available time-constraints. (a) Three-dimensions large-scale sketch of Ikaria depicting the relationships between the structural dome, the synkinematic intrusions and the major shear zones. (b) Time-chart compiling all geochronological constraints available for Ikaria. Note that both the metamorphic dome and the late intrusions share a common fast cooling from 11 to 10 Ma onward. U/Pb ages on zircon (Zrn) are from Bolhar et al. (2010); K/Ar ages on muscovite (Ms) and biotite (Bt), Rb/Sr ages on muscovite and FT ages on apatite (Ap) are from Altherr et al. (1982) and Kumerics et al. (2005). (U–Th)/He ages on apatite and FT ages on zircon are from Kumerics et al. (2005); K/Ar ages on hornblende (Hbl) are from Altherr et al. (1982). Mean closure temperature are from Harrison (1981), Steck and Hunziker (1994), Grove and Harrison (1996), Brandon et al. (1998), Ketcham et al. (1999), Farley (2000), Cherniak and Watson (2001) and Harrison et al. (2009). K/Ar, Ar/Ar and Rb/Sr ages on metamorphic rocks could reflect deformation-assisted crystallization (Kumerics et al., 2005) or cooling (Altherr et al., 1982). Same ages on granites are interpreted as cooling ages (Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005). The new age of partial melting from this study is also showed. Question mark is associated with ages which are discussed in the text.

et al., 2004a) and which can suggests an oblique component of shearing during doming (Le Pourhiet et al., 2012). A significant component of E-W shortening is currently recorded in the deformation of the northern Aegean domain as a result of westward motion of Anatolia along the North Anatolian Fault (NAF) (e.g. Le Pichon and Kreemer, 2010). If the NAF has reached the northern Aegean some 6 Ma ago as a localized crustal-scale fault zone (Armijo et al., 1999; Melinte-Dobrinescu et al., 2009), it has been suggested that dextral movements has been active since 12 Ma (Sengör et al., 2005). In the field, consequences of an E-W shortening are clearly recorded in the northern Cyclades, all the way to western Turkey (Angelier, 1976; Buick, 1991; Bozkurt and Park, 1997; Ring et al., 1999; Avigad et al., 2001; Menant et al., 2013). This context, showing a combination of exhumation, strike-slip and contemporaneous E-W shortening and N-S crustal stretching, suggests a component of transtension during the last evolution stages (Le Pourhiet et al., 2012; Fossen et al., 2013). This oblique component fits the hypothesis of a left-lateral transfer zone from the Menderes massif to the Cyclades proposed by Ring et al. (1999) and recently reassessed by Gessner et al. (2013). Detailed studies on the timing of the formation of stretching directions across the dome coupled with the timing of doming are necessary to go any further.

8.2. Eastern extension of the North Cycladic Detachment System

Obvious structural and metamorphic similarities of the series of detachments from Andros to Mykonos, with coeval top-to-the-N to -NNE kinematics, led Jolivet et al. (2010) to mechanically merge

them in a single crustal-scale extensional structure, called NCDS. A probable correlation of the Fanari detachment of Kumerics et al. (2005) with the NCDS was even proposed (Jolivet et al., 2010). The existence on Ikaria of two detachments, one purely ductile and the other evolving from ductile to brittle conditions and the presence of the synkinematic granite piercing through the dome are indeed reminiscent of the anatomy of the NCDS as described on Andros, Tinos and Mykonos (Jolivet et al., 2010). On Tinos (e.g. Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet et al., 2004a; Brichau et al., 2007) as well as on Mykonos (e.g. Faure et al., 1991; Lecomte et al., 2010; Denèle et al., 2011; Menant et al., 2013), increments of ductile and then brittle deformation are recorded by synkinematic intrusions emplaced into the main extensional shear zones. The Tinos Detachment is mostly ductile and is pierced by the Tinos intrusion. Conversely, the Livada Detachment shows ductile then brittle deformation and affects the Tinos intrusion (Brichau et al., 2007). This last detachment is then pierced by the Mykonos intrusion. The more superficial Mykonos Detachment that clearly post-dates all intrusions, operated only in purely brittle conditions and carries syn-extension sediments (e.g. Lecomte et al., 2010; Menant et al., 2013). These three detachments that operate sequentially form the NCDS. A similar evolution is observed on Ikaria. Exclusively operating in the ductile field, the Agios-Kirykos shear zone is later cut down-section by the Fanari detachment that evolves from ductile to brittle and even controls the deposition of syn-tectonic sediments in the hangingwall.

Along with the current lack of precise time-constraints on synkinematic minerals, timing of extensional deformation onset is still unclear on Ikaria. If partial melting occurred at ca. 15.5 Ma, as showed in this study, the signification of the 25–17 K/Ar ages on hornblende (Altherr et al., 1982) are questioned. These ages may reflect either Ar inheritance from an earlier tectonometamorphic event or simply excess argon (i.e. extraneous argon), as suggested by the strong scattering of these ages. Then, onset of extension might starts at or just after ca. 15.5 Ma. The 12–9 Ma K/Ar and Ar/Ar ages obtained on fabric-forming white-micas and biotite are believed to record either a fast cooling or last recrystallizations during mylonitization (see compilation in Fig. 14b; Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005). In parallel, the three intrusions (Raches, Karkinagrion and Xylosyrtis) that crystallized at 14–13 Ma therefore synkinematically emplace within the Fanari shear zone (U–Pb on zircon; Bolhar et al., 2010; Laurent et al., 2015). Intrusions all underwent a common fast cooling to temperatures close to the ductile to brittle transition (Stöckhert et al., 1999; Imber et al., 2001) at ca. 10 Ma (K/Ar and Ar/Ar on micas; Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005). Being only active in the ductile field, the Agios-Kirykos therefore probably ceased to be active some 10 Ma ago. Displacement and further strain localization were thus transferred to the Fanari shear zone, responsible for the final exhumation, in the ductile and then the brittle field. The last exhumation stages were characterized by fast (100–80 °C/Ma) cooling rates and ended at around 6 Ma (Fig. 14b; FT and U–Th/He on zircon and apatite; Kumerics et al., 2005). As a comparison, crystallization and cooling of the Mykonos pluton occurred between 13.5 Ma and 9 Ma as a result of the fast exhumation related to the activity of the Livada and Mykonos detachments (e.g. Brichau et al., 2008; Lecomte et al., 2010; Jolivet et al., 2010). Low-temperature ages even suggest that motions over the Fanari detachment continued until 6 Ma and are thus the last top-to-the-N to -NNE detachment active in the Aegean domain. These similarities in terms of geometries, kinematics and timing of the Ikaria detachments and the various branches of the NCDS confirm the proposed eastward extension of the NCDS all the way to the eastern end of Ikaria in the Agios-Kirykos and Fanari shear zones (Fig. 15).

Similarly to Mykonos, the detachment system of Ikaria, does not exhume *HP-LT* metamorphic rocks belonging to the Cycladic Blueschists unit, at variance with Tinos and Andros. Indeed, along with the structural position and the lithostratigraphic succession, the apparent lack of any *HP-LT* imprint either in Ikaria and Agios-Kirykos units precludes correlations with the Cycladic Blueschists unit. The Ikaria and Agios-Kirykos units are characterized by the same monotonous lithologies and a similar 80–100 °C/km thermal field gradient, it is proposed that both units were equilibrated along a single, warm gradient rooting in partially molten rocks.

Correlated with the Upper Cycladic unit, in a broad sense, the Fanari unit reworks large amount of Pelagonian detritus shed into the extensional basins (Photiades, 2002a). While deposition of sediments on the Upper Cycladic unit started around 23 Ma throughout the Aegean domain (Angelier, 1976; Sanchez-Gomez et al., 2002; Kuhlemann et al., 2004), sediments preserved on Ikaria are attributed to Late Oligocene to Early Pliocene (Papanikolaou, 1978; Photiades, 2002a,b). This rather recent deposition age is consistent with last denudation ages ascribed to last extensional motions over the Fanari detachment (Kumerics et al., 2005), which may be responsible for maintaining a significant tectonic subsidence.

8.3. Definition of the Ikaria MCC and the central Aegean *HT* zone

The structure of Ikaria is composed of two main parts separated by a detachment system consisting in shallow-dipping extensional ductile to brittle shear zones connecting surficial to mid-crustal levels (e.g. Fig. 2). The bulk finite architecture of the footwall consists in an elongated structural dome roofed by a partly eroded mylonite, ultramylonite and cataclasite carapace (Fig. 4). This geometrical dome is paired with a fairly concentric distribution metamorphic zones of decreasing grade from migmatites and 625 °C in the core to 390 °C in the externals parts (Fig. 12). The dome flanks display 500-m thick strain gradient evolving upward to mylonites characterized by the uniformity of shear sense from one limb to the other. They are partially overprinted by cataclasites and fault-rocks in the Fanari detachment zone (Figs. 3 and 9). The detachment itself is marked by a clear-cut fault plane carrying evidences for large-scale displacements in the brittle field (Fig. 9). The hangingwall unit, exclusively composed sediments, is only characterized by brittle deformation (Fig. 10). Following this description, Ikaria dome shares all attributes of a typical migmatite-cored MCC (see Platt et al., 2014, for review) firstly described in the Basin and Range of western United States (Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981, 1985), and then in other Alpine (e.g. Lister et al., 1984; Dewey, 1988; Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994; Jolivet and Patriat, 1999; Vanderhaeghe, 2004) and Variscan or Caledonian orogenic belts (e.g. Norton, 1986; Andersen et al., 1991).

Partial melting is a key factor that controls the strength of the continental crust. The recent discovery of migmatites in the infrastructure of the Ikaria MCC dome may have important implications for the behavior of the Hellenic continental crust during Oligo-Miocene extension. Several high-grade gneiss and migmatite massifs have already been described in the Aegean realm. However, most of these occurrences of *HT* rocks are basement rocks inherited from ancient tectonometamorphic events. An early Paleozoic *HT* event is known in the Menderes (e.g. Gessner et al., 2004) and in the East of the Aegean Sea, particularly on Ikaria (Kumerics et al., 2005; Ring et al., 2007). There, a ca. 460 Ma age retrieved form a pegmatite dyke may reflect a minimum age for *HT* metamorphism (Kumerics et al., 2005). A Variscan inheritance is also well described in the Cycladic basement unit in the Southern Cyclades (e.g. Henjes-Kunst and Kreuzer, 1982; Andriessen et al., 1987; Keay and Lister, 2002). On these islands, a ca. 320 Ma granite and amphibolite facies gneisses are partially overprinted by the Eocene HP imprint (e.g. Henjes-Kunst and Kreuzer, 1982; Andriessen et al.,

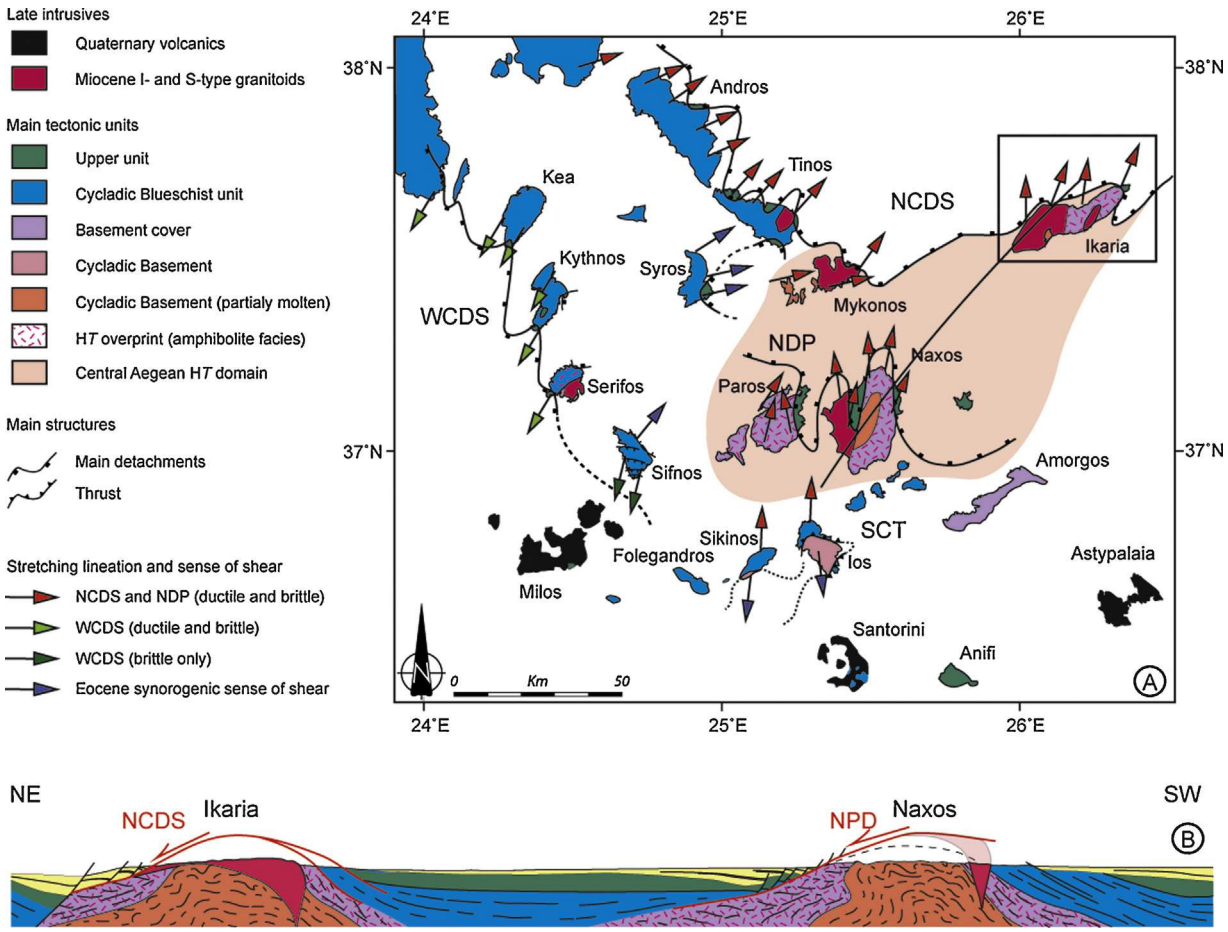


Fig. 15. Large-scale implications. Tectonic map of synorogenic and postorogenic structures in the Aegean domain showing (i) how far the back-arc postorogenic extension remains highly asymmetric in the center of the domain and (ii) the footprint of the central Aegean H*T* zone where MCCs are described. Red and green arrows indicate the ductile sense of shear associated to the Oligo-Miocene extensional episode associated with the NCDS, the WCDS and the NDP (Lister et al., 1984; Faure et al., 1991; Gautier and Brun, 1994; Vandenberg and Lister, 1996; Jolivet and Patriat, 1999; Mehl et al., 2005, 2007; Huet et al., 2009; Grasemann et al., 2012; Augier et al., 2015). On Syros and Sifnos islands, the synorogenic top-to-the-ENE sense of shear is associated to the synorogenic Vari detachment of Syros (Trotet et al., 2001a,b). (b) Stretching-parallel cross-section through the central Aegean H*T* zone where intensity of stretching and asymmetry of the deformation are maximum.

1987; Keay and Lister, 2002; Huet et al., 2009; Augier et al., 2015). The only Oligo-Miocene migmatites crop out in the core of the Naxos MCC, the first that has been described in the Aegean domain (e.g. Lister et al., 1984). There, the age of the partial melting is quite constrained by U–Pb analyses on zircon yielding series of ages ranging from 21 to 17 Ma (Keay et al., 2001). The age of migmatites recently discovered on Ikaria is therefore of prime importance. In this study, pioneer U–Th–Pb analyses on monazites from a leucosome of the migmatites yielded an age of 15.7 ± 0.2 Ma (Fig. 13). This result falls in the same age-range than the recent U–Pb age on zircon ascribed to the Karkinagrion S-type granite (Bolhar et al., 2010) together with closely associated migmatites (Laurent et al., 2015). Clearly associated with the same large scale partial melting event that affected the Hellenic continental crust, anatexis at the latitude of Ikaria appears slightly younger than further south on Naxos. Along with Naxos, Mykonos and Ikaria, H*T* MCCs all cluster in the central part of the Aegean domain. It is here proposed to define the central Aegean H*T* zone as a large-scale extensional tectonic window of high-grade, partially molten rocks (Fig. 15), of Early-Middle Miocene age (Keay et al., 2001; this study) (Fig. 15). There, intense stretching leads to the complete tectonic omission of the Cycladic Blueschists unit that is observed in colder MCCs further west in Syros, Andros or Tinos (e.g. Trotet et al., 2001a; Mehl et al., 2007), to the east in Samos (e.g. Ring et al., 1999) or to the south in Ios, Folegandros and Sikinos (e.g. Huet et al., 2009; Augier et al., 2015). This gradient of finite stretching toward the center and east of the Cyclades is attested by the joint evolution of the topography, the crustal thickness and the first order transition from brittle to ductile deformation from marginal areas to the center of the Aegean domain (e.g. Jolivet et al., 2010). Uprise of partially molten materials in-between less-extended Cycladic Blueschists unit evokes crustal-scale equivalents of the scar folds that result from “boudins” separation in the process of boudinage (Tirel et al., 2008). This simple model should however be adapted as three distinctive detachment bounding smaller-scale MCCs are currently observed (Fig. 15). The NCDS (Jolivet et al., 2010) exhumes Andros, Tinos, Mykonos and Ikaria in the north while the NDP exhumes Naxos and Paros in the center (Buick, 1991; Gautier et al., 1993; Vanderhaeghe, 2004; Duchêne et al., 2006; Kruckenberg et al., 2011). Both are associated with top-to-the-N shear. Finally, further southwest, the alignment of Kea, Kythnos and Serifos shows another row of small-scale domes exhumed by the top-to-the-SW WCDS (Grasemann et al., 2012). If top-to-the-S criteria on Ios and Sikinos are related to a thrust (Huet et al., 2009; Augier et al., 2015) and not to a detachment (Vandenberg and Lister, 1996; Forster and Lister, 2009; Thomson et al., 2009; Ring et al., 2011) then extensional top-to-the-N shearing is systematically observed from north to south of the central Aegean (Fig. 15). This result contrasts with the more symmetric deformation recognized in marginal areas, where symmetrically arranged detachment systems depict more

bivergent extensional systems either to the west (Grasemann et al., 2012) or east in Samos (Ring et al., 1999) or in the Menderes massif (Hetzel et al., 1995b; Gessner et al., 2001). A correlation between the amount of stretching of the crust and the degree of non-coaxiality is therefore proposed. Just as the Tyrrhenian or the Alboran back-arc systems, the causes of this regional-scale non-coaxial extension in the Aegean back-arc domain is a first-order question that is outside the focus of this paper but may pertain to the interactions between the upper plate, the retreating subducting slab and the flowing asthenospheric mantle (Jolivet et al., 2009; Sternai et al., 2014).

9. Conclusions

Although Ikaria is one of the largest Aegean islands and paves the way between the Cyclades and the Menderes massif, its geology and tectonic evolution remain poorly understood since recent studies lead to very conflicting maps and interpretations. This paper reports a detailed 3D study of the geometry and the thermal structure of Ikaria. The structural study shows that the *HT-LP* foliation is arched, forming a NE-SW trending structural dome cored by partially molten rocks and intruded by late intrusive granitic bodies. Lineation shows a N-S to NNE-SSW ductile stretching associated with an overall top-to-the-N to -NNE sense of shear. Final exhumation of the dome was completed by Miocene extensional system made of two main top-to-the-N to -NNE shear zones, operating in the ductile and then the brittle fields. The thermal structure revealed by the RSCM approach strengthened the subdivision of the metamorphic succession in two main metamorphic units (Ikaria and Agios-Kirykos units) with an upward decrease of maximum temperature, separated by the Agios-Kirykos shear zone. The Fanari detachment permits to juxtapose the sedimentary Fanari unit directly on metamorphic rocks. The distribution of RSCM temperatures within the dome and the presence of migmatites of ca. 15.5 Ma age in the western part of the island fit the description of a *HT* MCC such as Naxos or Mykonos. The proposed tectono-metamorphic evolution of the dome is consistent with the evolution of the northern Aegean area controlled by the eastern extension of the NCDS. Definition of Ikaria as a *HT* MCC allows the definition of the geographic extent of the central Aegean *HT* zone associated with strictly asymmetric top-to-the-N ductile shearing and an Early-Middle Miocene partial melting event. A correlation between the amount of stretching of the crust and the degree of non-coaxiality is therefore proposed.

Acknowledgements

Uwe Ring and Berhnard Grasemann are thanked for their constructive comments and suggestions that improved the manuscript. This work has received funding from the European Research Council (ERC) under the Seventh Framework Programme of the European Union (ERC Advanced Grant, grant agreement No. 290864, RHEOLITH) as well as Institut Universitaire de France. It is a contribution of the Labex VOLTAIRE. The authors are grateful to S. Janiec and J.G. Badin (ISTO) for the preparation of thin sections.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.09.004.

References

Altherr, R., Kreuzer, H., Lenz, H., Wendt, I., Harre, W., Dürr, S., 1994. Further evidence for a late cretaceous low-pressure high-temperature Terrane in the Cyclades, Greece – petrology and geochronology of crystalline rocks from the Islands of Donoussa and Ikaria. Chemie Der Erde 54, 319–328.

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keller, J., Harre, W., Höhndorf, A., 1982. A late oligocene/early Miocene high temperature belt in the attic-cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). Geol. Jahrb. 23, 97–164.

Altherr, R., Schliestedt, M., Okrusch, M., Seidel, E., Kreuzer, H., Harre, W., Lenz, H., Wendt, I., Wagner, G.A., 1979. Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol. 70, 245–255.

Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 397–415.

Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F., Swensson, E., 1991. Subduction and eduction of continental crust: major mechanisms during continent–continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. Terra Nova 3, 303–310.

Andriessen, P.A.M., Banga, G., Hebeda, E.H., 1987. Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. Geol. Mijnb. 66, 3–14.

Angelier, J., 1976. Sur l'alternance mio-plio-quaternaire de mouvements extensifs et compressifs en Egée orientale: l'île de Samos (Grèce). Comp. Rend. Acad. Sci. Paris 283, 463–466.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. Geology 27, 267–270.

Aubouin, J., Dercourt, J., 1965. Sur la géologie de l'Egée: regard sur la Crète. Bull. Soc. Geol. France 7, 787–821.

Augier, R., Jolivet, L., Gadenne, L., Lahfid, A., Driussi, O., 2015. Exhumation kinematics of the Cycladic Blueschists unit and back-arc extension, insight from the Southern Cyclades (Sikinos and Folegandros Islands, Greece). Tectonics 34, 152–185.

Avigad, D., Garfunkel, Z., 1989. Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece. Terra Nova 1, 182–187.

Avigad, D., Garfunkel, Z., 1991. Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea). Tectonophysics 188, 357–372.

Avigad, D., Ziv, A., Garfunkel, Z., 2001. Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the central Aegean (Cyclades, Greece). Tectonics 20, 277–287.

Baldwin, S.L., Lister, G.S., 1998. Thermochronology of the South Cyclades Shear Zone, Ios, Greece: effects of ductile shear in the argon partial retention zone. J. Geophys. Res. 103, 7315–7336.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. J. Metamorph. Geol. 20, 859–871.

Blake, M.C., Bonneau, M., Geyssant, J., Kienast, J.R., Lepvrier, C., Maluski, H., Papanikolaou, D., 1981. A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 247–254.

Bolhar, R., Ring, U., Allen, C.M., 2010. An integrated zircon geochronological and geochemical investigation into the Miocene plutonic evolution of the Cyclades, Aegean Sea, Greece: Part 1: Geochronology. Contrib. Mineral. Petrol. 160, 719–742.

Bonneau, M., 1984. Correlation of the Hellenic nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, vol. 17. Geological Society, London, Special Publications, pp. 517–527.

Bonneau, M., Kienast, J.R., 1982. Subduction, collision et schistes bleus: exemple de l'Egée, Grèce. Bull. Soc. Geol. France 24, 785–791.

Bozkurt, E., 2007. Extensional v. contractional origin for the southern Menderes shear zone, SW Turkey: tectonic and metamorphic implications. Geol. Mag. 144, 191–210.

Bozkurt, E., Park, R.G., 1997. Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. Bull. Soc. Geol. France 168, 3–14.

Bozkurt, E., Satir, M., Bugdaycioglu, C., 2011. Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. J. Geodyn. 52, 406–431.

Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., Garver, J.I., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. Geol. Soc. Am. Bull. 110, 985–1009.

Brichau, S., Ring, U., Carter, A., Bolhar, R., Monié, P., Stockli, D., Brunel, M., 2008. Timing, slip rate, displacement and cooling history of the Mykonos detachment footwall, Cyclades, Greece, and implications for the opening of the Aegean Sea basin. J. Geol. Soc. 165, 263–277.

Brichau, S., Ring, U., Carter, A., Monié, P., Bolhar, R., Stockli, D., Brunel, M., 2007. Extensional faulting on Tinos Island, Aegean Sea, Greece: how many detachments? Tectonics 26, TC4009.

Brichau, S., Thomson, S., Ring, U., 2010. Thermochronometric constraints on the tectonic evolution of the Serifos detachment, Aegean Sea, Greece. Int. J. Earth Sci. 99, 379–393.

Brunn, J.H., Argyriadis, I., Ricou, L.E., Poisson, A., Marcoux, J., de Graciansky, P.C., 1976. Eléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellénides. Bull. Soc. Geol. France 18, 481–497.

Buick, I.S., 1991. The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. J. Geol. Soc. London 148, 93–103.

Buick, I.S., Holland, T.J.B., 1989. The P–T–t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 43, 365–369.

Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. Chem. Geol. 172, 5–24.

Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. Earth-Sci. Rev. 63, 169–247.
Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geol. Soc. Am. Mem. 153, 271–279.
Cruz, M.J., Cunha, J.C., Merlet, C., Sabaté, P., 1996. Dataçao pontual das monazitas da regiao de Itambe, Bahia, através da microssonda electrônica. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 206–209.
Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology 7, 120–124.
Delvaux, D., Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: Nieuwland, D.A. (Ed.), New Insights into Structural Interpretation and Modelling, vol. 212. Geological Society, London, Special Publications, pp. 75–100.
Denèle, Y., Lecomte, E., Jolivet, L., Lacombe, O., Labrousse, L., Huet, B., Le Pourhiet, L., 2011. Granite intrusion in a metamorphic core complex: The example of the Mykonos laccolith (Cyclades, Greece). Tectonophysics 501, 52–70.
Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7, 1123–1139.
Didier, A., Bosse, V., Boulvais, P., Bouloton, J., Paquette, J.L., Montel, J.M., Devidal, J.L., 2013. Disturbance versus preservation of U–Th–Pb ages in monazite during fluid-rock interaction: textural, chemical and isotopic in situ study in microgranites (Velay Dome, France). Contrib. Mineral. Petrol. 165, 1051–1072.
Didier, A., Bosse, V., Cherneva, Z., Gautier, P., Georgieva, M., Paquette, J.L., Gerdjikov, I., 2014. Syn-deformation fluid-assisted growth of monazite during renewed high-grade metamorphism in metapelites of the Central Rhodope (Bulgaria, Greece). Chem. Geol. 381, 206–222.
Duchêne, S., Aïssa, R., Vanderhaeghe, O., 2006. Pressure-temperature-time evolution of metamorphic rocks from Naxos (Cyclades, Greece): constraints from thermobarometry and Rb/Sr dating. Geodinam. Acta 19, 299–313.
Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23, TC1012.
Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. J. Geophys. Res. 105, 2903–2914.
Faure, M., Bonneau, M., Pons, J., 1991. Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (greece). Bull. Soc. Geol. France 162, 3–11.
Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Davis, W.J., Rsmussen, B., 2010. Matrix effects and calibration limitations in ion probe U–Pb and Th–Pb dating of monazite. Chem. Geol. 270, 31–44.
Forster, M., Lister, G., 2009. Core-complex-related extension of the Aegean lithosphere initiated at the Eocene-Oligocene transition. J. Geophys. Res. 114, B02401.
Fossen, H., Teyssier, C., Whitney, D.L., 2013. Transtensional folding. J. Struct. Geol. 56, 89–102.
Gabalda, S., Beyssac, O., Jolivet, L., Agard, P., Chopin, C., 2009. Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps. Terra Nova 21, 28–34.
Gasquet, D., et al., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermalism in the Lauzière Massif (French Western Alps): new U–Th–Pb and Argon ages. Bull. Soc. Geol. France 181, 227–241.
Gautier, P., Brun, J.-P., 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). Geodinam. Acta 7, 57–85.
Gautier, P., Brun, J.-P., Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of upper cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (cyclades islands, Greece). Tectonics 12, 1180–1194.
Gessner, K., Collins, A.S., Ring, U., Güngör, T., 2004. Structural and thermal history of poly-orogenic basement: U–Pb geochronology of granitoid rocks in the southern Menderes Massif, Western Turkey. J. Geol. Soc. Lond. 161, 93–101.
Gessner, K., Gallardo, L.A., Markwitz, V., Ring, U., Thomson, S.N., 2013. What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. Gondwana Res. 24, 243–274.
Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C.W., Güngör, T., 2001. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. Geology 29, 611–614.
Glodny, J., Hetzel, R., 2007. Precise U–Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. Geol. Mag. 144, 235.
Grasemann, B., Petrakakis, K., 2007. Evolution of the Serifos Metamorphic Core Complex. In: Lister, G., Foster, M., Ring, U. (Eds.), Inside the Aegean Core Complexes. , Journal of the Virtual Explorer, 27.
Grasemann, B., Schneider, D.A., Stöckli, D.F., Iglseder, C., 2012. Miocene bivergent crustal extension in the Aegean: evidence from the western Cyclades (Greece). Lithosphere 4, 23–39.
Groppo, C., Forster, M., Lister, G., Compagnoni, R., 2009. Glaucophane schists and associated rocks from Sifnos (Cyclades, Greece): new constraints on the P–T evolution from oxidized systems. Lithos 109, 254–273.
Grove, M., Harrison, T.M., 1996. Ar-40* diffusion in Fe-rich biotite. Am. Mineral. 81, 940–951.
Harrison, T.M., 1981. Diffusion of 40Ar in hornblende. Contrib. Mineral. Petrol. 78, 324–331.
Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of 40Ar in muscovite. Geochim. Cosmochim. Acta 73, 1039–1051.
Henjes-Kunst, F., Kreuzer, H., 1982. Isotopic dating of pre-Alpidic rocks from the island of Ios (Cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol. 80, 245–253.
Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, Ö.O., 1995a. Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey). Geology 23, 455–458.
Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M., 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. J. Geol. Soc. Lond. 152, 639–654.
Hezel, D.C., Kalt, A., Marschall, H.R., Ludwig, T., Meyer, H.-P., 2011. Major-element and Li, Be compositional evolution of tourmaline in an S-type granite-pegmatite system and its country rocks: an example from Ikaria, Aegean Sea, Greece. Can. Mineral. 49, 321–340.
Huet, B., Labrousse, L., Jolivet, L., 2009. Thrust or detachment? Exhumation processes in the Aegean: insight from a field study on Ios (Cyclades, Greece). Tectonics 28, TC3007.
Iglseder, C., Grasemann, B., Rice, A.H.N., Petrakakis, K., Schneider, D.A., 2011. Miocene south directed low-angle normal fault evolution on Kea Island (West Cycladic Detachment System, Greece). Tectonics 30, TC4013.
Iglseder, C., Grasemann, B., Schneider, D.A., Petrakakis, K., Miller, C., Klötzli, U.S., Thöni, M., Zámolyi, A., Rambousek, C., 2009. I and S-type plutonism on Serifos (W-Cyclades, Greece). Tectonophysics 473, 69–83.
Imber, J., Holdsworth, R.E., Butler, C.A., Strachan, R.A., 2001. A reappraisal of the Sibson-Scholz fault zone model: the nature of the frictional to viscous ("brittle–ductile") transition along a long-lived, crustal-scale fault, Outer Hebrides, Scotland. Tectonics 20, 601–624.
Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chem. Geol. 211, 47–69.
Janots, E., Berger, A., Gnos, E., 2012. Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. Chem. Geol. 326–327, 61–71.
Jansen, J.B.H., Schuiling, R.D., 1976. Metamorphism on Naxos-Petrology and geothermal gradients. Am. J. Sci. 276, 1225–1253.
Jolivet, L., et al., 2013. Aegean tectonics: strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics 597, 1–33.
Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. Bull. Soc. Geol. France 179, 525–550.
Jolivet, L., Brun, J.-P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. Int. J. Earth Sci. 99, 109–138.
Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19, 1095–1106.
Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. Earth Planet. Sci. Lett. 285, 198–209.
Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., Hébert, R., Philippot, P., 2004a. Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea case. In: Whitney, D.L., Teyssier, C., Siddoway, C.S. (Eds.), Gneiss Domes in Orogeny, vol. 380. Geological Society of America Special Papers, pp. 185–210.
Jolivet, L., Lecomte, E., Huet, B., Denèle, Y., Lacombe, O., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Mehl, C., 2010. The North Cycladic Detachment System. Earth Planet. Sci. Lett. 289, 87–104.
Jolivet, L., Patriat, M., 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvàth, F., Séranne, M. (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen, vol. 156. Geological Society, London, Special Publications, pp. 427–456.
Jolivet, L., Rimmelé, G., Oberhänsli, R., Goffé, B., Candan, O., 2004b. Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian nappes and the Menderes massif. Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. France 175, 217–238.
Katzir, Y., Matthews, A., Garfunkel, Z., Schliestedt, M., Avigad, D., 1996. The tectono-metamorphic evolution of a dismembered ophiolite (Tinos, Cyclades, Greece). Geol. Mag. 133, 237–254.
Keay, S., Lister, G., 2002. African provenance for the metasediments and metaigneous rocks of the Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology 30, 235–238.
Keay, S., Lister, G., Buick, I., 2001. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. Tectonophysics 342, 275–312.
Keiter, M., Piepjohn, K., Ballhaus, C., Lagos, M., Bode, M., 2004. Structural development of high-pressure metamorphic rocks on Syros island (Cyclades, Greece). J. Struct. Geol. 26, 1433–1445.
Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. Am. Mineral. 84, 1235–1255.
Kokkalas, S., Aydin, A., 2013. Is there a link between faulting and magmatism in the south-central Aegean Sea? Geol. Mag. 150, 193–224.
Kruckenberg, S.C., Vanderhaeghe, O., Ferré, E.C., Teyssier, C., Whitney, D.L., 2011. Flow of partially molten crust and the internal dynamics of a migmatite dome, Naxos, Greece. Tectonics 30, TC3001.
Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I., Kázmér, M., Schmiedl, G., 2004. Miocene siliciclastic deposits of Naxos Island: geodynamic and environmental implications for the evolution of the southern Aegean Sea (Greece). In: Bernet, M., Spiegel, C. (Eds.), Detrital Thermochronology-Provenance Analysis, Exhumation, and Landscape Evolution of Mountain Belts., vol. 378. Geological Society of America Special Papers, pp. 51–65.

Kumerics, C., Ring, U., Brichau, S., Glodny, J., Monié, P., 2005. The extensional Messaria shear zone and associated brittle detachment faults, Aegean Sea, Greece. J. Geol. Soc. 162, 701–721.
Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22, 354–360.
Laurent, V., Beaudoin, A., Jolivet, L., Arbaret, L., Augier, R., Rabillard, A., Menant, A., 2015. Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions: the example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece). Tectonophysics 651–652, 152–171.
Lecomte, E., Jolivet, L., Lacombe, O., Denèle, Y., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., 2010. Geometry and kinematics of Mykonos detachment, Cyclades, Greece: evidence for slip at shallow dip. Tectonics 29, TC5012.
Lee, J., Lister, G.S., 1992. Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. Geology 20, 121–124.
Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics 60, 1–42.
Le Pichon, X., Kreemer, C., 2010. The Miocene-to-present kinematic evolution of the eastern mediterranean and Middle East and its implications for dynamics. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 38, 323–351.
Le Pourhiet, L., Huet, B., May, D.A., Labrousse, L., Jolivet, L., 2012. Kinematic interpretation of the 3D shapes of metamorphic core complexes. Geochem. Geophys. Geosyst. 13, Q09002.
Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yilmaz, H., Wijbrans, J.R., 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). Int. J. Earth Sci. 89, 781–792.
Lister, G.S., Banga, G., Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology 12, 221–225.
Ludwig, K.R., 2001. Isoplot/Ex rev. 2.49 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Canter. Special Publication, No. 1a.
Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics 5, 227–245.
Martin, L.A.J., Ballèvre, M., Boulvais, P., Halfpenny, A., Vanderhaeghe, O., Duchêne, S., Deloule, E., 2011. Garnet re-equilibration by coupled dissolution-reprecipitation: evidence from textural, major element and oxygen isotope zoning of "cloudy" garnet. J. Metamorph. Geol. 29, 213–231.
Mehl, C., Jolivet, L., Lacombe, O., 2005. From ductile to brittle: evolution and localization of deformation below a crustal detachment (Tinos, Cyclades, Greece). Tectonics 24, TC4017.
Mehl, C., Jolivet, L., Lacombe, O., Labrousse, L., Rimmele, G., 2007. Structural evolution of Andros island (Cyclades, Greece): a key to the behaviour of a flat detachment within an extending continental crust. In: Taymaz, T., Dilek, Y., Ylmaz, Y. (Eds.), The Geodynamics of the Aegean and Anatolia, vol. 291. Geological Society, London, Special Publications, pp. 41–73.
Melinte-Dobrinescu, M.C., et al., 2009. The Messinian Salinity Crisis in the Dardanelles region: chronostratigraphic constraints. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 278, 24–39.
Menant, A., Jolivet, L., Augier, R., Skarpelis, N., 2013. The North Cycladic Detachment System and associated mineralization, Mykonos, Greece: insights on the evolution of the Aegean domain. Tectonics 32, 433–452.
Norton, M.G., 1986. Late Caledonide Extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. Tectonics 5, 195–204.
Oberhansli, R., Monie, P., Candan, O., Warkus, F.C., Partzsch, J.H., Dora, O.O., 1998. The age of blueschist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 78, 309–316.
Papanikolaou, D., 1978. Contribution to the geology of Ikaria island, Aegean sea. Ann. Géol. Pays Hellén. 29, 1–28.
Paquette, J.L., Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 μm) U–Th–Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICP-MS. Chem. Geol. 240, 222–237.
Parra, T., Vidal, O., Jolivet, L., 2002. Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. Lithos 63, 41–66.
Pasteris, J.D., Wopenka, B., 1991. Raman-spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. Can. Mineral. 29, 1–9.
Pe-Piper, G., Photiades, A., 2006. Geochemical characteristics of the Cretaceous ophiolitic rocks of Ikaria island, Greece. Geol. Mag. 143, 417–429.
Photiades, A.D., 2002a. The ophiolitic molasse unit of Ikaria Island (Greece). Turk. J. Earth Sci. 11, 27–38.
Photiades, A.D., 2002b. Geological Map of Greece Scale: 150,000: Island of Ikaria. Institute of Geology and Mineral Exploration.
Platt, J.P., Behr, W.M., Cooper, F.J., 2014. Metamorphic core complexes: windows into the mechanics and rheology of the crust. J. Geol. Soc.
Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. Geology 17, 540–543.
Pourteau, A., Candan, O., Oberhänsli, R., 2010. High-pressure metasediments in central Turkey: constraints on the Neotethyan closure history. Tectonics 29, TC5004.
Pourteau, A., Sudo, M., Candan, O., Lanari, P., Vidal, O., Oberhänsli, R., 2013. Neotethys closure history of Anatolia: insights from ^{40}Ar–^{39}Ar geochronology and P–T estimation in high-pressure metasedimentary rocks. J. Metamorph. Geol. 31, 585–606.
Rimmelé, G., Jolivet, L., Oberhänsli, R., Goffé, B., 2003b. Deformation history of the high-pressure Lycian Nappes and implications for tectonic evolution of SW Turkey. Tectonics 22, 1007.
Rimmelé, G., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L., Candan, O., Cetinkaplan, M., 2003a. First evidence of high-pressure metamorphism in the "Cover Series" of the southern Menderes Massif. Tectonic and metamorphic implications for the evolution of SW Turkey. Lithos 71, 19–46.
Ring, U., 2007. The Geology of Ikaria Island: the Messaria extensional shear zone, granites and the exotic Ikaria nappe. In: Lister, G., Foster, M., Ring, U. (Eds.), Inside the Aegean Core Complexes. , Journal of the Virtual Explorer, 27.
Ring, U., et al., 2007. Early exhumation of high-pressure rocks in extrusion wedges: cycladic blueschist unit in the eastern Aegean, Greece, and Turkey. Tectonics 26, TC2001.
Ring, U., Collins, A.S., 2005. U–Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. J. Geol. Soc. 162, 289–298.
Ring, U., Glodny, J., Will, T.M., Thomson, S., 2011. Normal faulting on Sifnos and the South Cycladic Detachment System, Aegean Sea, Greece. J. Geol. Soc. 168, 751–768.
Ring, U., Glodny, J., Will, T., Thomson, S., 2010. The hellenic subduction system: high-pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. In: Jeanloz, R., Freeman, K.H. (Eds.), Annual Review of Earth, Planetary Sciences. Annual Reviews, Palo Alto, pp. 45–76.
Ring, U., Laws, S., Bernet, M., 1999. Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. J. Struct. Geol. 21, 1575–1601.
Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129.
Rosenbaum, G., Ring, U., Kühn, A., 2007. Tectonometamorphic evolution of high-pressure rocks from the island of Amorgos (Central Aegean, Greece). J. Geol. Soc. Lond. 164, 425–438.
Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics 12, 629–638.
Sanchez-Gomez, M., Avigad, D., Heimann, A., 2002. Geochronology of clasts in allochthonous Miocene sedimentary sequences on Mykonos and Paros Islands: implications for back-arc extension in the Aegean Sea. J. Geol. Soc. Lond. 159, 45–60.
Schärer, U., 1984. The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U–Pb ages: the Makalu case, Himalaya. Earth Planet. Sci. Lett. 67, 191–204.
Sengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2005. The North Anatolian fault: a new look. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 33, 37–112.
Seydoux-Guillaume, A.M., Paquette, J.L., Wiedenbeck, M., Montel, J.M., Heinrich, W., 2002. Experimental resetting of the U–Th–Pb systems in monazite. Chem. Geol. 240, 222–237.
Steck, A., Hunziker, J., 1994. The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps-compressional and extensional structures in an orogenic belt. Tectonophysics 238, 229–254.
Sternai, P., Jolivet, L., Menant, A., Gerya, T., 2014. Driving the upper plate surface deformation by slab rollback and mantle flow. Earth Planet. Sci. Lett. 405, 110–118.
Stöckhert, B., Brix, M.R., Kleinschrodt, R., Hurford, A.J., Wirth, R., 1999. Thermochronometry and microstructures of quartz – a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition. J. Struct. Geol. 21, 351–369.
Thomson, S.N., Ring, U., Brichau, S., Glodny, J., Will, T.M., 2009. Timing and nature of formation of the Ios metamorphic core complex, southern Cyclades, Greece. In: Ring, U., Wernicke, B. (Eds.), Extending a Continent: Architecture, Rheology and Heat Budget, vol. 321. Geological Society, London, Special Publications, pp. 139–167.
Tirel, C., Brun, J.-P., Burov, E., 2008. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. J. Geophys. Res. 113, B04403.
Tomascak, P.B., Krogstad, E.J., Walker, R.J., 1996. U–Pb monazite geochronology of granitic rocks from Maine: implications for Late Paleozoic tectonics in the northern Appalachians. J. Geol. 104, 185–195.
Trotet, F., Jolivet, L., Vidal, O., 2001a. Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece). Tectonophysics 338, 179–206.
Trotet, F., Vidal, O., Jolivet, L., 2001b. Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P–T paths. Eur. J. Mineral. 13, 901–920.
Tschegg, C., Grasemann, B., 2009. Deformation and alteration of a granodiorite during low-angle normal faulting (Serifos, Greece). Lithosphere 1, 139–154.
Urai, J.L., Schuiling, R.D., Jansen, J.B.H., 1990. Alpine deformation on Naxos (Greece). In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, vol. 54. Geological Society, London, Special Publications, pp. 509–522.
van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W.L., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), Laser ablation-ICP-MS in the Earth Science, vol. 29. Mineralogical Association of Canada, pp. 239–243.
Vandenberg, L.C., Lister, G.S., 1996. Structural analysis of basement tectonites from the Aegean metamorphic core complex of Ios, Cyclades, Greece. J. Struct. Geol. 18, 1437–1454.

Vanderhaeghe, O., 2004. Structural development of the Naxos migmatite dome. In: Whitney, D.L., Teyssier, C., Siddoway, C.S. (Eds.), Gneiss Domes in Orogeny. Geological Society of America Special Papers, pp. 211–227.
van der Maar, P.A., Feenstra, A., Manders, B., Jansen, J.B.H., 1981. The petrology of the island of Sikinos, Cyclades, Greece, in comparison with that of the adjacent island of Ios. Neues Jahrb. Mineral.-Abh. 10, 459–469.
van Hinsbergen, D.J.J., 2010. A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: the Menderes Massif of western Turkey. Earth-Sci. Rev. 102, 60–76.
van Hinsbergen, D.J.J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J.E., Wortel, R., 2005. Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continetal lithosphere below Greece. Geology 33, 325–328.
Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. Terra Nova 10, 42–47.
Vitale Brovarone, A., Beyssac, O., Malavieille, J., Molli, G., Beltrando, M., Compagnoni, R., 2013. Stacking and metamorphism of continuous segments of subducted lithosphere in a high-pressure wedge: the example of Alpine Corsica (France). Earth-Sci. Rev. 116, 35–56.
Weinberg, R.F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: a review. Lithos 212–215, 158–188.
Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648.
Wernicke, B., 1985. Structural discordance between Neogene detachments and frontal Sevier thrusts, central Mormon Mountain, southern Nevada. Tectonics 4, 213–246.
Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral. 95, 185–187.
Wijbrans, J.R., Schliestedt, M., York, D., 1990. Single grain argon laser probe dating of phengites from the blueschist to greenschist transition on Sifnos (Cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 582–593.
Will, T., Okrusch, M., Schmädicke, E., Chen, G.L., 1998. Phase relations in the greenschist–blueschist–amphibolite–eclogite facies in the system Na_2O–CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O (NCFMASH), with application to metamorphic rocks from Samos, Greece. Contrib. Mineral. Petrol. 132, 85–102.

2.2 Gradient d'intensité de la déformation et modalités de mise en place du complexe granitique - *Article 2 : Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions : The example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece)*

L'article 1 montre qu'Ikaria montre tous les attributs d'un MCC tels qu'ils sont décrits dans la province du Basin and Range ou plus simplement à Naxos (à 80 km au sud-ouest d'Ikaria). La continuité des structures et des affleurements dans le complexe granitique depuis des roches isotropes au sud jusqu'au détachement cassant de Gialiskari au nord permet une étude sur les relations entre les intrusions et les détachements depuis un état sub-solidus jusqu'à une déformation purement ductile puis cassante. Cette étude est présentée à travers l'article présenté dans cette sous-section.

Ikaria a bénéficié de peu d'études structurales focalisées sur son complexe granitique, et le peu d'informations, tant dans les études globales d'Ikaria (Papanikolaou, 1978 ; Photiades 2002b ; Kumerics et al., 2005 ; Ring, 2007) que dans les études focalisées sur les granites (Kokkalas et Aydin, 2013) montrent encore une fois des interprétations contradictoires sur la nature des contacts et tant sur la géométrie et la cinématique des gradients d'intensité de la déformation concernant le complexe granitique. Le travail présenté dans cette sous-section a été réalisé de manière concomitante au travail présenté dans la sous-section précédente et a nécessité 29 jours de terrain. Il est focalisé sur la partie magmatique du dôme, et notamment sur le protolithe principal, le granite de Raches. Voici ses principaux objectifs, réalisés principalement par le premier auteur de l'article, Valentin Laurent:

- Réaliser une exploration de terrain pour affiner les contours des contacts géologiques impliquant les granites et éclaircir leur nature.
- Relever les marqueurs de la déformation finie pour clarifier la structure du complexe et son interaction avec le dôme métamorphique au cours de l'histoire de l'île.
- Réaliser une cartographie de l'intensité de la déformation sur des critères structuraux de terrain et la confronter à l'analyse de l'intensité de la déformation par reconstruction de l'ellipsoïde de déformation par analyse d'image sur des échantillons prélevés à travers le gradient principal.
- Estimer la profondeur de mise en place du pluton en utilisant un baromètre basé sur la substitution

du Al dans la hornblende.

- Etudier les modalités de la déformation dans le granite de Raches depuis sa mise en place jusqu'à son exhumation finale.
- Intégrer tous ces résultats dans une discussion portant sur l'interaction entre la mise en place des plutons granitiques et les détachements crustaux.

Toutes ces tâches et question associées ont été intégrées et synthétisées dans ce second article présenté, dont voici les principaux résultats:

L'étude des contacts montre que le granite de Raches est intrusif dans le granite de Karkinagrion et dans les migmatites. Le granite de Karkinagrion montre d'ailleurs une association fine avec les leucosomes des migmatites et apparait donc comme un granite *« in-situ »*. Clairement visible dans la partie relativement peu déformée au sud de l'île, le contact entre le granite de Raches et le dôme métamorphique montre l'évidence de sa nature intrusive. Vers le nord et les parties déformées de l'île, ce contact est progressivement plissé puis transposé dans la foliation mylonitique.

La déformation enregistrée dans le granite de Raches montre 4 stades de déformation, depuis une déformation purement magmatique associée uniquement à une réorientation des cristaux de feldspaths potassiques. Le stade suivant correspond à une fabrique sub-magmatique associée à la troncation des feldspaths et à une fracturation réalisée en présence de magma. Ce stade évolue vers une déformation purement ductile, associée à des tectonites montrant une foliation subhorizontale, une linéation d'étirement N-S, des critères de cisaillement top-N et une forte réduction locale de la taille du grain. Le dernier stade est purement cassant et associé à des fractures, failles et des niveaux massifs de cataclasites au niveau du détachement de Gialiskari.

L'échelle d'intensité de la déformation élaborée sur le terrain comporte 7 grades :

Grade 0 : Facies purement isotropes.

Grade 1 : Facies montrant uniquement les traces d'une déformation magmatique (D1).

Grade 2 : Facies associés à une déformation des feldspaths par troncation et boudinage ainsi qu'à une linéation d'étirement naissante marquée par la biotite.

Grade 3 : Protomylonites associées à une foliation et une linéation d'étirement plus ou moins bien marquées, des bandes de cisaillement pénétratives, des rubans de quartz et une réduction

de la taille du grain peu prononcée.

Grade 4 : Mylonites associées à une foliation et une linéation d'étirement bien marquées, des bandes de cisaillement plus localisées et moins espacées, des rubans de quartz et une réduction de la taille du grain plus avancée.

Grade 5 : Facies composés de bandes d'ultramylonite dans un volume de roche caractérisé par le grade 4.

Grade 6 : Facies composés d'ultramylonites massives.

Cette échelle est compatible avec l'augmentation de l'intensité de la déformation calculée par reconstruction de l'ellipsoïde de déformation par analyse d'image à partir des échantillons caractérisés par les différents grades. Cette augmentation d'intensité correspond à une fabrique de plus en plus intense qui passe d'une nature plutôt planaire vers une nature plutôt linéaire. La cartographie de la déformation réalisée grâce à cette échelle montre un gradient homogène de l'intensité de la déformation du sud vers le détachement de Gialiskari au nord. Le complexe granitique enregistre ainsi un continuum de déformation pendant et après sa mise en place estimée à 9-15 km de profondeur, depuis un état purement magmatique et ce jusqu'à un état purement cassant, à travers une localisation progressive de la déformation vers le détachement de Gialiskari. Le modèle proposé indique que la zone de cisaillement d'Agios-Kirykos (voir article 1) a surement contrôlé la mise en place des granites dans un premier temps. Cette zone de cisaillement a ensuite été scellée par l'intrusion, et la déformation s'est localisée plus haut le long du détachement de Fanari-Gialiskari, indiquant un contrôle des intrusions sur la localisation de la déformation et du détachement crustal.

Tectonophysics 651–652 (2015) 152–171

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions: The example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece)

Valentin Laurent *, Alexandre Beaudoin, Laurent Jolivet, Laurent Arbaret, Romain Augier, Aurélien Rabillard, Armel Menant

Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 30 January 2015
Received in revised form 25 March 2015
Accepted 29 March 2015
Available online 12 April 2015

Keywords:
Backarc extension
Metamorphic core complexes
Detachment
Intrusions
Aegean
Ikaria Island

ABSTRACT

The Aegean extensional backarc domain is an ideal place to investigate the interrelations between syntectonic intrusions and large-scale detachments, understanding whether the intrusions have a triggering effect on the inception of metamorphic core complex formation or not. A new field study of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece) in two Miocene granitoid plutons intruding a high-temperature metamorphic dome, namely the Raches and Karkinagrion granites, leads to the identification of a major structure that has been omitted in previous studies: the Gialiskari Detachment. This regional-scale detachment is correlated with the North Cycladic Detachment System. Structural fieldwork at the scale of the entire Raches and Karkinagrion intrusions allows us to propose a map of strain intensity in these granites. This map, based on macrostructural criteria, highlights a strong strain gradient in both intrusions from base to top, when approaching the Gialiskari Detachment. Along the strain gradient, a continuum of top-to-the north shearing deformation is recognized, including i) syn-magmatic deformation, ii) high-temperature ductile deformation at submagmatic state, iii) mylonitic to ultramylonitic deformation, and iv) low-temperature brittle deformation. A scenario of the interactions between the detachment and the Raches and Karkinagrion intrusions during their emplacement is proposed. We show that these granites were emplaced while the exhumation of the Ikaria metamorphic dome was already underway. We conclude that these plutons do not initially localize detachments, and instead that detachments localize and control the ascent of plutons. Intrusions then interact with detachments, accommodating their upward migration in the crust. This scenario is described on other Cycladic islands such as on Tinos or Mykonos. At a larger scale, the final emplacement of plutons may result from the flow of molten crust toward metamorphic core complex during extension.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Metamorphic Core Complexes (MCCs) are crustal-scale structures exhumed by major shallow-dipping extensional shear zones, or detachments. They result from the intense thinning of a previously thickened continental crust in post-orogenic extensional context (Dewey, 1988). First described in the Basin and Range Province (Crittenden et al., 1980; Davis and Coney, 1979; Wernicke, 1981) these structures were later recognized throughout the world in young mountain belts (e.g. Papua New Guinea, Baldwin et al., 1993; Lister and Baldwin, 1993; Himalayas, Aoya et al., 2005) or more ancient belts (French Variscanides, Burg et al., 1994; Turrillot et al., 2011; Norwegian Caledonides, Andersen et al., 1991; Labrousse et al., 2002). MCC development is often spatially and temporally associated with intense magmatic activity (Baldwin et al., 1993; Crittenden et al., 1980; Hill et al., 1992; Jolivet and Brun, 2010) and the development of detachments often interacts with syntectonic intrusions. On the one hand, detachments may either be seen as conduits for ascending magmas or as barriers limiting their rise (Brown, 1994; Brown and Solar, 1998; D'lemos et al., 1992; Hutton and Reavy, 1992). On the other hand, field studies and thermomechanical modeling have shown that shear zones can nucleate within partly crystallized plutons that introduce a local, yet drastic rheological heterogeneity in the crust (Aoya et al., 2005; Foster et al., 2001; Lister and Baldwin, 1993; Neves et al., 1996). Therefore, the role of detachments in the emplacement of magmatic intrusions, or conversely, the role of intrusions to localize deformation remains not clearly understood.

Series of MCCs have been described in the Mediterranean region, notably in the Aegean domain (Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 2004a, 2004b; Lister et al., 1984), where some of the Cycladic islands (e.g. Mykonos, Naxos, Ios, Tinos, Serifos, Andros and Paros) expose the

* Corresponding author.
E-mail addresses: valentin.laurent@univ-orleans.fr (V. Laurent), alexandre.beaudoin@univ-orleans.fr (A. Beaudoin), laurent.jolivet@univ-orleans.fr (L. Jolivet), laurent.arbaret@univ-orleans.fr (L. Arbaret), romain.augier@univ-orleans.fr (R. Augier), aurelien.rabillard@univ-orleans.fr (A. Rabillard), armel.menant@cnrs-orleans.fr (A. Menant).

http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.020
0040-1951/© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

relations between MCCs and intrusions (Avigad and Garfunkel, 1989; Buick, 1991; Denèle et al., 2011; Faure and Bonneau, 1988; Gautier and Brun, 1994; Gautier et al., 1993; Grasemann and Petrakakis, 2007; Lee and Lister, 1992; Lister et al., 1984; Rabillard et al., 2015; Urai et al., 1991; Vandenberg and Lister, 1996). Indeed, these MCCs, characterized by series of ductile-then-brittle detachment systems, are often intruded by syntectonic Miocene plutons (Jolivet et al., 1994, 2010; Lecomte et al., 2010; Lister and Baldwin, 1993; Rabillard et al., 2015). These detachment systems comprise the North Cycladic Detachment System (NCDS), the West Cycladic Detachment System (WCDS) and the Paros–Naxos Detachment (PND) and have accommodated the exhumation of these MCCs (Grasemann et al., 2012; Jolivet et al., 2010).

The geometrical and kinematic relations between plutons and detachments have been described on Naxos and Mykonos with quite some details (Andriessen et al., 1979; Buick, 1991; Denèle et al., 2011; Gautier et al., 1993; Keay et al., 2001; Lecomte et al., 2010; Urai et al., 1991) but the largest Cycladic pluton (Raches pluton on Ikaria Island) has so far not been studied in detail. In this paper, we study the geometrical kinematic setting of the emplacement of intrusions on Ikaria Island and their evolution through time. Combining these data with recent studies of the metamorphic part of the island, we discuss the large-scale interrelations between the extensional structures, the Ikaria MCC and the synkinematic intrusions, from the scale of the island up to the Aegean domain.

2. Geological setting

2.1. Tectonic evolution of the Cycladic Archipelago

Located in the eastern part of the Mediterranean area, the Aegean domain (Fig. 1a) corresponds to a collapsed segment of the Hellenic belt above a north-plunging subduction (Jolivet and Faccenna, 2000; Jolivet et al., 1994; Le Pichon and Angelier, 1981). The Aegean domain underwent a complex Alpine history that can be summarized in two main successive steps: 1) the late Cretaceous–Eocene formation of the Hellenides–Taurides belt resulted from the convergence between Africa and Eurasia plates. During this episode, a series of oceanic and continental nappes entered the subduction zone and was thrust on top of each other in a high-pressure and low-temperature (HP–LT) metamorphic context (Bonneau and Kienast, 1982), 2) the inception and acceleration of African slab retreat from 30 to 35 Ma led to the crustal collapse in the backarc domain, the dislocation of the nappe stack and the formation of MCCs (Jolivet et al., 2004a, 2013; Le Pichon and Angelier, 1981; Lister et al., 1984). North–south (N–S) extension in the backarc domain was characterized by a distributed deformation over a wide region covering the entire Aegean Sea, part of western Anatolia and the Rhodope massif in the north. The extensional tectonic regime was also characterized by more localized deformation with the development of MCCs where the exhumation of HP–LT units was

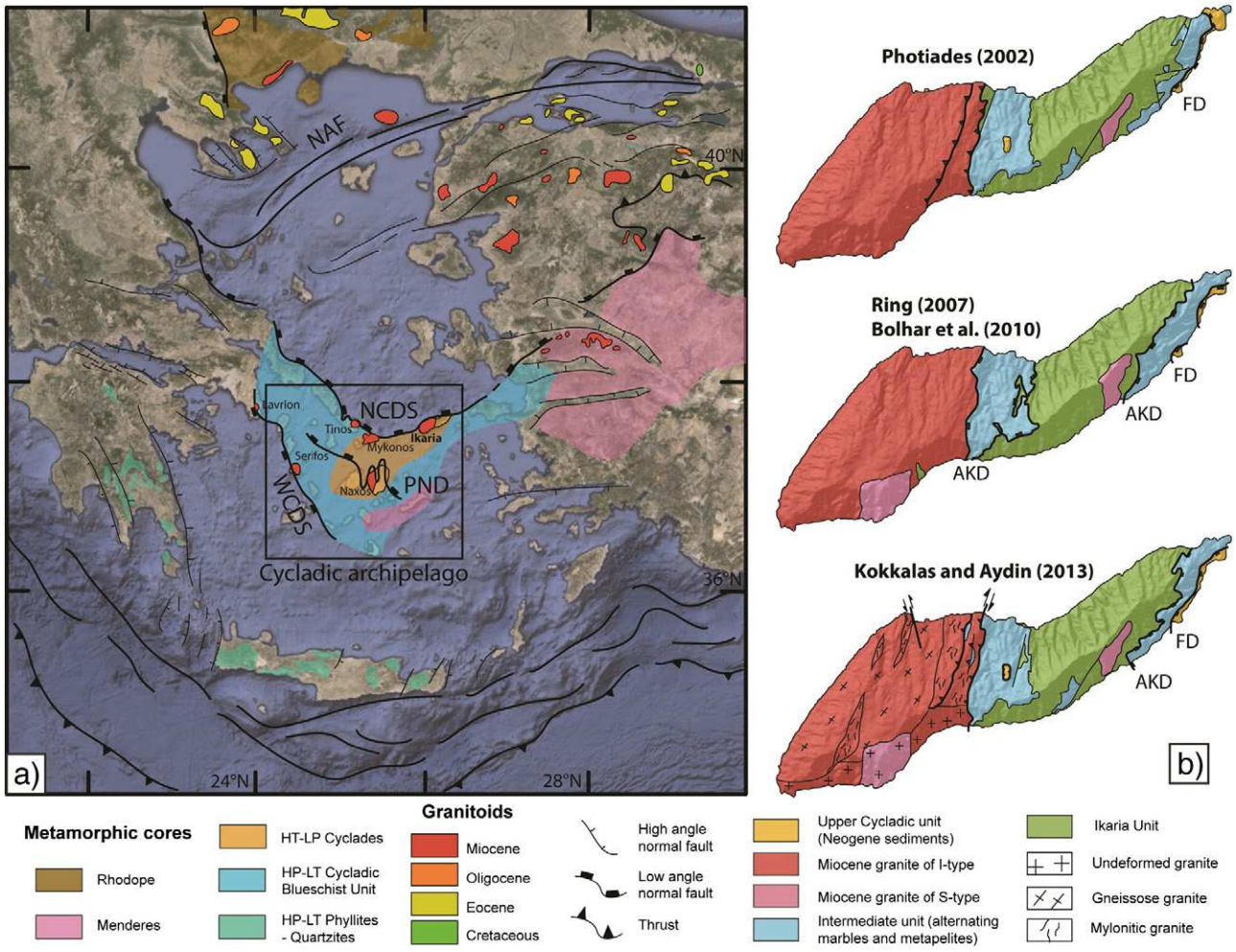


Fig. 1. Localization of the studied area and conflicting previous works. a) Tectonic map of the Aegean domain showing the distribution of metamorphic cores and granitoids and their link with major tectonic structures such as the North Cycladic Detachment System (NCDS), the West Cycladic Detachment System (WCDS), the Paros–Naxos Detachment (PND) and the North Anatolian Fault (NAF). b) Representation of the different author interpretations of the structures composing the island of Ikaria, especially on the ambiguous nature of the contact between the granite and the metamorphic dome and on the geometry of major tectonic contacts such as the Fanari Detachment (FD) and the Agios Kirykos Detachment (AKD).

completed in a low-pressure and high-temperature (LP–HT) environment (Fig. 1a; Jolivet and Patriat, 1999).

The Cycladic archipelago is located in the center of the Aegean domain and corresponds to the deepest exhumed parts of the Hellenides–Taurides belt (Fig. 1a). Three tectonic units are traditionally recognized in the Cyclades (Bonneau, 1984; Jolivet et al., 2004b), 1) the Upper Cycladic (UC) unit corresponds to the shallowest part of the nappe stack. It is composed of non-metamorphic Permian to Mesozoic sediments, some minor, mainly Cretaceous, orthogneisses, ophiolites and rocks metamorphosed under greenschist-facies to amphibolite-facies conditions, 2) the Cycladic BlueSchist unit (CBS) is structurally positioned below the UC unit. It is composed of metapelites, quartzites, marbles and various amounts of metabasites all equilibrated in blueschist- or eclogite-facies conditions (e.g. Avigad and Garfunkel, 1989; Blake et al., 1981; Bonneau, 1984). The CBS unit experienced a complex Alpine tectonometamorphic evolution, with an early burial in HP–LT conditions reaching ~18–20 kbar and 500–550 °C (Augier et al., 2015; Bröcker and Enders, 2001; Dürr et al., 1978; Parra et al., 2002; Tomaschek et al., 2003; Trotet et al., 2001) during the Eocene, followed by a greenschist to amphibolite overprint of variable intensity during the Oligocene and the Miocene (Altherr et al., 1982; Buick, 1991; Duchene et al., 2006; Keay et al., 2001; Wijbrans and McDougall, 1986), 3) the Cycladic Continental Basement (CCB) crops out on different islands from the center to the south of the Cyclades (e.g. Paros, Naxos, Ios or Sikinos) and is structurally positioned beneath the CBS (e.g. Andriessen et al., 1987; Huet et al., 2009). This unit is composed of Variscan orthogneisses mantled by metasediments that locally retain metamorphic relics of amphibolite-facies assemblages suggesting a complex pre-Alpine history (e.g. Andriessen et al., 1987; Bonneau and Kienast, 1982; Keay, 1998; Photiades and Keay, 2003). Late exhumation stages of both the CBS and the CCB were accompanied by the emplacement of syntectonic Miocene intrusions (Fig. 1a; e.g. Tinos, Mykonos, Ikaria, Naxos, Serifos or even Lavrion; Altherr and Siebel, 2002; Altherr et al., 1982; Bolhar et al., 2010; Denèle et al., 2011; Faure et al., 1991; Grasemann and Petrakakis, 2007; Jansen, 1973; Lee and Lister, 1992; Pe-Piper et al., 2002; Lecomte et al., 2010; Stouraiti et al., 2010). These intrusions are of two types: 1) S-type per-aluminous two-mica leucogranites and granites and 2) I-type granites resulting from lower crust and mantle partial melting (Altherr and Siebel, 2002; Pe-Piper et al., 2002). In the entire Aegean domain, magmatic intrusions were all dated between 15 and 10 Ma while volcanic rocks yielded ages between 11 and 6 Ma (Altherr et al., 1982; Baltatzis et al., 2009; Bolhar et al., 2010; Brichau et al., 2007; Keay, 1998; Keay et al., 2001; Liati et al., 2009; Weidmann et al., 1984). The southward younging emplacement ages of both volcanic and magmatic rocks highlight the southward migration of the magmatic arc in relation to the retreating African slab (Fig. 1a).

2.2. Geology of Ikaria

Ikaria Island is located in the northeastern part of the Cyclades, near the west coast of Turkey and close to the island of Samos. Three tectonic units are recognized (Fig. 1b; Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005; Papanikolaou, 1978; Photiades, 2002), from top to bottom:

1) The non-metamorphic Fanari unit, correlated with the UC unit corresponds to series of Miocene to Pliocene sandstones, conglomerates and ophiolitic molasses (Photiades, 2002).
2) The intermediate unit consists of alternating marble and metapelite layers, metamorphosed in greenschist-facies conditions (Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005). Recently, based on structural and metamorphic criteria, Beaudoin et al. (2014) have reinterpreted the geometry of this unit, called Messaria unit by Kumerics et al. (2005), and renamed it as the Agios Kirykos unit. This term is then used hereafter in this study.
3) The Ikaria unit is composed of an up to 1 km-thick association of metasediments including micaschist and marble layers and minor metabasite occurrences (Photiades, 2002). Rocks of this unit were equilibrated in amphibolite-facies conditions (e.g. Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005; Martin et al., 2011) at ca. 6–8 kbar and 600–650 °C. Peak-metamorphic conditions were retrieved from the basal parts of the succession (Kumerics et al., 2005; Martin, 2004; Martin et al., 2011).

Recent studies in the metamorphic dome (Kumerics et al., 2005; Ring, 2007) show the presence of two low-angle ductile shear zones on Ikaria: 1) the Fanari Detachment cropping out in the northeastern part of the island shows a continuum of deformation from ductile to brittle conditions. This detachment is located at the contact between the Agios Kirykos and Fanari (UC) units, except for its northern part where it juxtaposes directly the Fanari and Ikaria units (Fig. 2), 2) the second low-angle ductile shear zone corresponds to the Agios Kirykos Detachment located between the Ikaria and the Agios Kirykos units. Conversely to the Fanari Detachment, this detachment became inactive in the ductile regime and does not show any brittle deformation imprint.

Three main granitic intrusions are recognized on Ikaria Island (Fig. 2; Bolhar et al., 2010; Kokkalas and Aydin, 2013; Ring, 2007): two small-scale S-type intrusions (Xylosyrtis and Karkinagrion) and the large I-type Raches intrusion that constitutes the largest magmatic intrusion of the whole Cycladic archipelago (Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005; Photiades, 2002).

The S-type Xylosyrtis granite intrudes the Ikaria unit on the southeastern coast of the island. The intrusion consists of a two-mica granite with a uniformly fine grain-size and characterized by a mineral assemblage of feldspar, plagioclase, quartz, biotite and muscovite. Minor and accessory phases are green hornblende, apatite, zircon, tourmaline, magnetite and cassiterite (Altherr et al., 1982; Photiades, 2002). Emplacement of this granitic pluton was dated by U/Pb method in zircon at 14.63 ± 0.67 Ma (Bolhar et al., 2010).

The Raches granite composes the western part of the island. This I-type granite of calc-alkaline composition belongs to the Miocene magmatic arc of potassic plutons parallel to the Hellenic Trench (Altherr et al., 1982). Mineral assemblage consists of feldspar phenocrysts, zoned plagioclase, quartz, biotite and hornblende with accessory phases such as red allanite, apatite, sphene, titanomagnetite, zircon, tourmaline or garnet (Altherr et al., 1982). The emplacement of this granite was dated by U/Pb method in zircon at 13.33 ± 0.17 Ma (Bolhar et al., 2010).

Due to its recent discovery (Ring, 2007), the S-type Karkinagrion granite has been little studied. Two statistically distinct ages were retrieved by the U/Pb method in zircon at 13.73 ± 0.29 Ma and 16.67 ± 0.64 Ma. Although the youngest age is slightly older than the one obtained for the emplacement of the Raches granite and without obvious evidence, Bolhar et al. (2010) concluded that the Karkinagrion granite intruded the I-type Raches granite.

At variance with the Xylosyrtis intrusion that displays a clear intrusive character within metamorphic series, the nature of the Raches granite contact with the metamorphic dome remains highly controversial. This contact was mapped so far as intrusive (Papanikolaou, 1978), as a detachment (Kumerics et al., 2005) or as a thrust (Fig. 1b; Boronkay and Doutsos, 1994; Kokkalas and Aydin, 2013; Photiades, 2002).

Deformation in intrusions remains poorly studied. Faure et al. (1991) described for the first time a widespread mylonitic foliation, a N–S stretching lineation and a preferred top-to-the north sense of shear in the Raches granite. These authors stated that magmatic deformation is seldom preserved on Ikaria and only mylonitic, subsolidus deformation is currently observable. Besides, Kokkalas and Aydin (2013) elaborated a deformation map of the Raches granite and concluded that the strain increases from west to east when approaching the contact between the granite and metamorphic units, described as a large thrust with an oblique dextral motion (Fig. 1b).

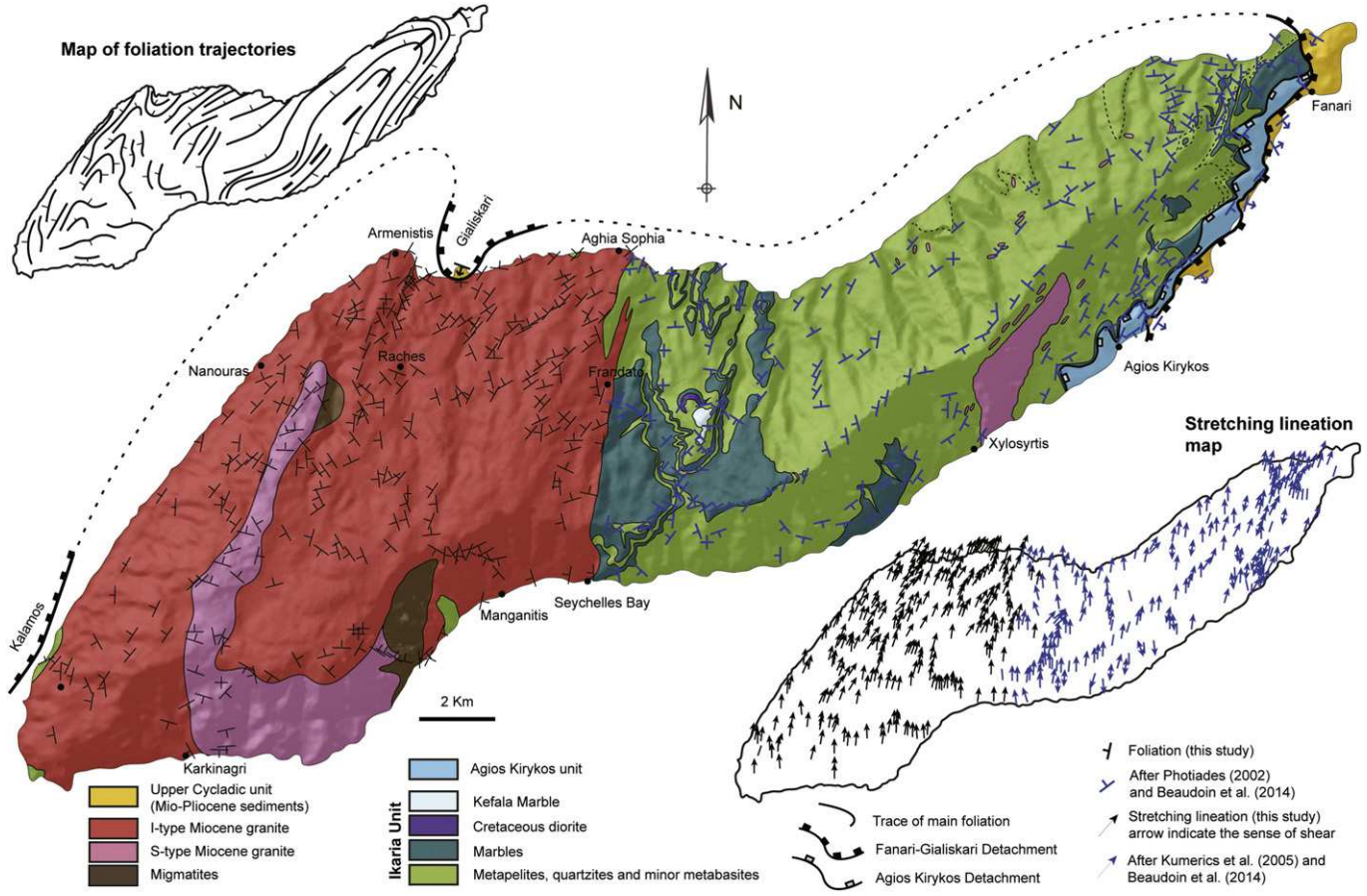


Fig. 2. New geological map of Ikaria Island showing the tectonic units, the two Gialiskari and Agios Kirykos detachments, foliation trajectories, stretching lineation measurements and localities cited in the text.

It appears that the structure of the intrusive granitic bodies and their relation with the metamorphic host rock of Ikaria Island still remain poorly understood. However, this is crucial to address the feedback relationships between intrusions, detachments and the formation of MCC. In order to study these interrelations, we have reconsidered these discrepancies. An extensive field study on Ikaria Island was performed, including primarily new geological mapping of the geometry of the Raches and Karkinagrion plutons combined with a detailed study of the strain intensity affecting these intrusions. The detailed structural study shows contrasting results with respect to previously published papers. Main changes and their implications are shown below.

3. Methods

In order to start from a clear geometrical context the whole island has been remapped based on field observations and satellite images. The finite strain pattern has been studied and the result is given as maps of the foliation and stretching lineations in the metamorphic dome and in the intrusions. Kinematic indicators have been systematically observed all over the island and reported on the map of stretching lineations. In order to obtain an image of the strain gradients within the intrusions, a scale of strain intensity with seven grades, adapted to the Raches granite, was constructed and the deformation grade reported on the map. Aiming at quantifying the strain intensity affecting the intrusions in more details, eight samples were selected all around the Raches granite in order to reconstruct the strain ellipsoid by image analysis, based on the shape fabric of biotite aggregates. Biotite was selected as strain indicator because it is easy to segment on images due to its strong color contrast with the felsic background. The protocol, similar to Launeau and Robin (2005), was first to cut rock samples along three orthogonal sections, one section in the XY plane of the finite strain ellipsoid parallel to foliation and lineation, one YZ section perpendicular to the lineation and one XZ section perpendicular to the foliation and parallel to the lineation. Then, 2D images of the three sections XY, XZ and YZ of each sample were treated. This step was performed using GIMP 2 software and consisted of image enhancement (filters) and segmentation of the biotite phase. Filters and segmentation were adapted for each sample. Segmented images were then analyzed with the 2003 Intercept software (Launeau and Robin, 2005; Launeau et al., 2010). Analyses were conducted with the intercept method that allows finding the preferential direction of biotite. This direction corresponds to the minimum number of intercepts (contact between the analyzed phase and the matrix). Finally, the 3D fabric ellipsoid was calculated by using the 2D analyses performed on the three orthogonal faces of our sample (Launeau et al., 2010).

Moreover, in this work chemical analyses of hornblende crystals have been performed in order to determine the pressure emplacement of the Raches intrusion using the experimental calibration of Schmidt (1992): P ($\pm$0.6 kb) = $-$3.01 + 4.76 Al Tot. A Cameca SX50 electron probe microanalyzer at the University "Pierre et Marie Curie" (Paris VI) was used to acquire spot analyses of hornblendes. Analytical conditions for spot analyses were 15 kV accelerating voltage and 10 nA beam current. Standards used were Fe_2O_3 (Fe), $MnTiO_3$ (Mn, Ti), diopside (Mg, Si), CaF_2 (F), orthoclase (Al, K), anorthite (Ca), albite (Na), and vanadinite (Cl). The counting time was 10 s for all elements.

4. Field observations

4.1. Nature of contact zones with intrusions

A new field study of Ikaria Island was conducted and resulted in the proposition of a new geological map (Fig. 2). Our survey shows that the Karkinagrion two-mica intrusion occupies a much larger volume than initially proposed by Bolhar et al. (2010) and we highlight for the first time the presence of migmatites closely associated to this S-type granite (Fig. 2). In this section, we explore and describe the different contact zones between the western set of intrusions and the wall-rocks forming the Ikaria MCC.

4.1.1. Contact between the Raches intrusion and the Ikaria MCC

The contact between the Raches intrusion and the Ikaria MCC is often hidden on land but is spectacularly exposed on the coast. The contact is described along strike from south to north.

The intrusive nature of the contact between the Raches granite and the metamorphic dome is well exposed along the southern coast of Ikaria near Seychelles Beach (Fig. 3a). Folded synplutonic dikes cutting the vertical foliation of the marble are observed. Two distinctive foliations, within the granite and the metamorphic dome, show a clear intrusive relation between these units. The marble unit appears strongly deformed with vertical foliation planes, while granitic dikes show only a weak folded foliation showing that the metamorphic rocks were already

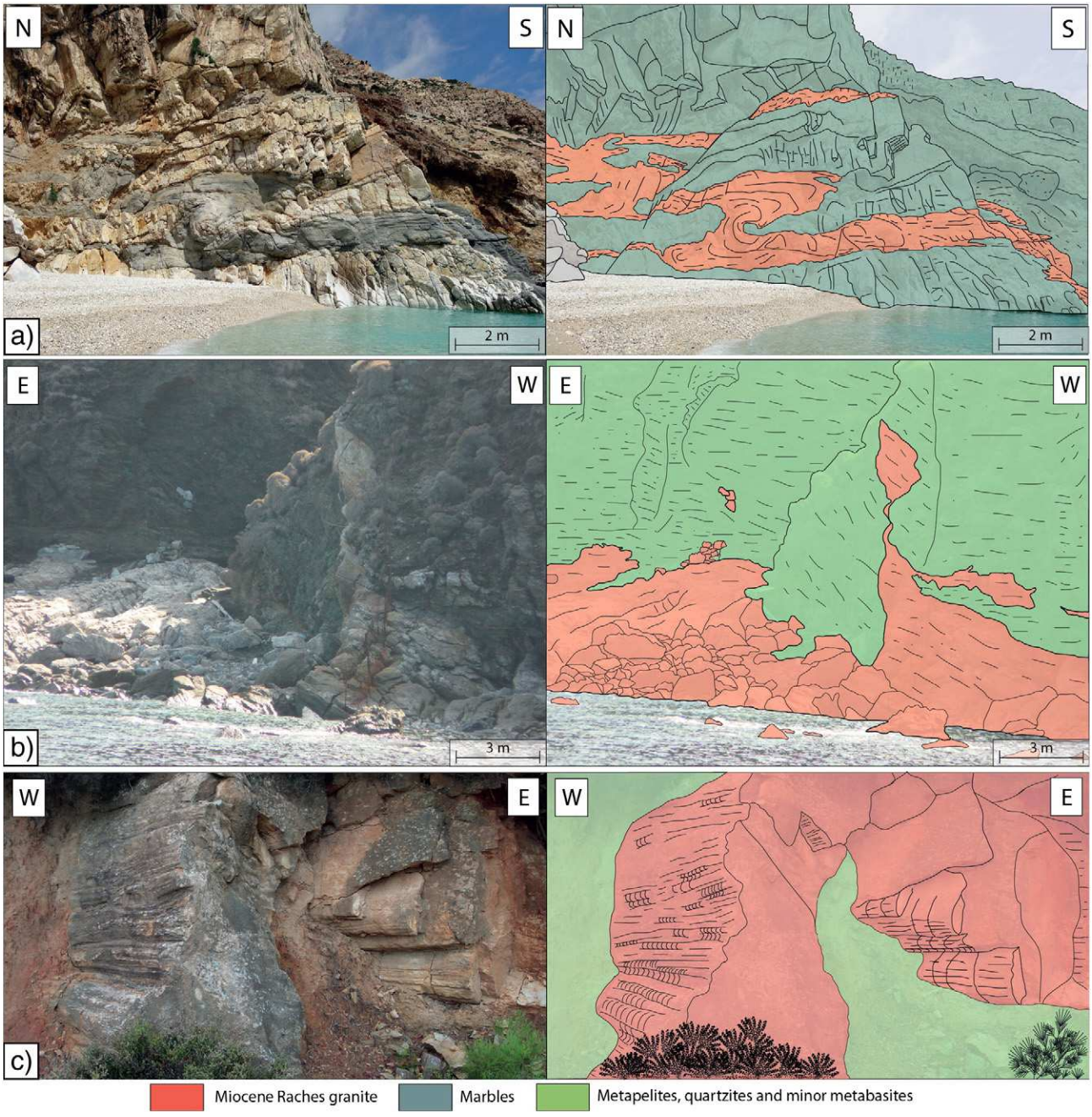


Fig. 3. Photographs showing the intrusive nature of the contact between the Raches granite and metamorphic rocks. a) Southern part of the contact, where poorly deformed granitic dikes intruded highly deformed metamorphic units. b and c) Northern part of the contact, where granitic dikes intruded metamorphic host rocks. Rocks of both sides of this contact have been deformed as a single unit after the emplacement of the Raches granite.

deformed when the intrusion emplaced. Thereby, the southern part of the contact is intrusive and rocks near this southern contact have been poorly deformed after the emplacement of the intrusion.

In the northern part of the contact, near Aghia Sophia chapel (see location in Fig. 2), the intrusive nature of the contact is clearly observed at large-scale in the landscape: near Frandato village, a several hundred meter-long branch of the granite intrudes the metamorphic unit (Fig. 2). Moreover, on the northern coast, granitic dikes intrude the host rocks (Fig. 3b). At the scale of the island, the contact is almost vertical and it undulates at small scale due to folding, as observed near Frandato village (Fig. 2) where other granitic dikes penetrate the host metamorphic rocks (Fig. 3c). The contact between these dikes and the host rock appears folded with N–S axes, parallel to the regional stretching lineation, and with horizontal axial planes. Rocks on both sides of this contact appear strongly deformed, with both granitic and metamorphic foliation planes being transposed at the contact. The northern contact geometry thus shows a clear intrusive relation and not the tectonic contact described by Boronkay and Doutsos (1994), Kokkalas and Aydin (2013), Kumerics et al. (2005), Photiades (2002) or Ring (2007). Rocks on either side of the northern part of the contact have been afterward deformed as a single unit. In contrast to the southern part of the contact, it is not possible to determine whether the metamorphic unit was already deformed before the emplacement of the Raches granite.

4.1.2. Contact between the Raches and Karkinagrion intrusions

Thanks to good outcrop conditions at the top of the reliefs (Fig. 4a), the contact between Raches and Karkinagrion intrusions can be studied near Raches village (see location in Fig. 2). There, the Karkinagrion granite occurs structurally above the Raches granite (Fig. 4b). At the contact, mylonitic foliation planes in both granites are parallel. Our new mapping reveals a much larger volume of the Karkinagrion granite than previously described by Bolhar et al. (2010 and Ring (2007); Figs. 1 and 2). We also report the presence of large-scale migmatite massifs near Manganitis and Raches, found at the contact with the Karkinagrion granite (Figs. 2 and 4c). A gradual transition from migmatites to this two-mica granite is observed, implying that the granite is closely associated and then coeval with migmatites. Therefore, the emplacement scenario first proposed by Bolhar et al. (2010) must be redefined. It is here concluded that the Raches granite intruded the lower parts of the Ikaria MCC made of migmatites and in-situ granites such as the Karkinagrion intrusion. These observations are furthermore in agreement with available radiometric ages (Bolhar et al., 2010).

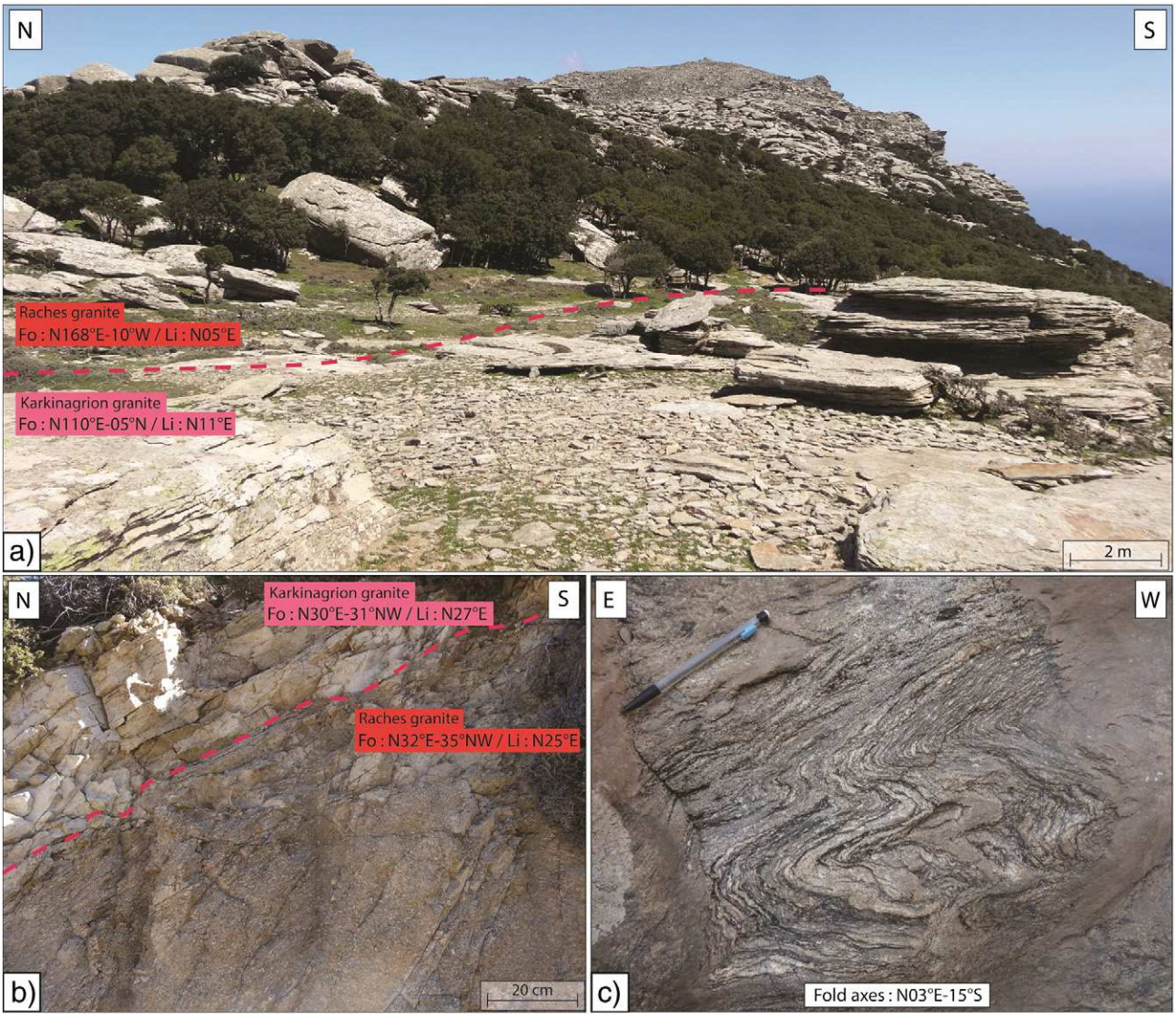


Fig. 4. Photographs showing the contact between the Raches and Karkinagrion granites. a) Large-scale field view of this contact. b) At the contact, these two granites have parallel foliation (Fo) and lineation (Li). c) Migmatites were found in close contact with the Karkinagrion granite, with a progressive transition from S-type granitic to migmatitic composition.

4.1.3. Contact between the Raches granite and a Mio-Pliocene sedimentary unit

As observed in the NE part of the island, the Pliocene sedimentary unit, regionally correlated with the UC unit, occurs in the northern part of the Raches intrusion near the village of Gialiskari (Fig. 5a). Here, this unit is made of Miocene sandstones and conglomerates fed by the Pelagonian unit. As observed in the metamorphic dome near Fanari, this unit is separated from the underlying Raches intrusion by a major tectonic contact (Fig. 2). Despite its importance, this contact has been omitted in recent studies (Bolhar et al., 2010; Kokkalas and Aydin, 2013; Kumerics et al., 2005; Ring, 2007) and remains currently not described in detail. The contact zone between the granite and the sedimentary unit is marked by a shallow-dipping (10–15°) mylonitic foliation carrying a N30°E stretching lineation (Figs. 2 and 5b). A widespread S–C fabric points to a clear top-to-the north sense of shear (Fig. 2). In addition, the contact itself is marked by a thick cataclastic band reaching ca. 10 m in thickness that partially reworks the mylonites and ultramylonites (Fig. 5c). Conversely, the Mio-Pliocene sedimentary unit is affected only by two conjugate sets of north- and south-dipping brittle normal faults with N–S to NE–SW oriented displacements, consistent with the ductile stretching direction in the granite (Fig. 5d).

4.2. Recognition of four deformation styles (D_1 to D_4)

In order to investigate the interrelations between intrusions and the Ikaria MCC, an extensive field survey including structural observations on 266 sites was performed over the Raches and Karkinagrion granites. These intrusions recorded, at least locally, a strong ductile and then

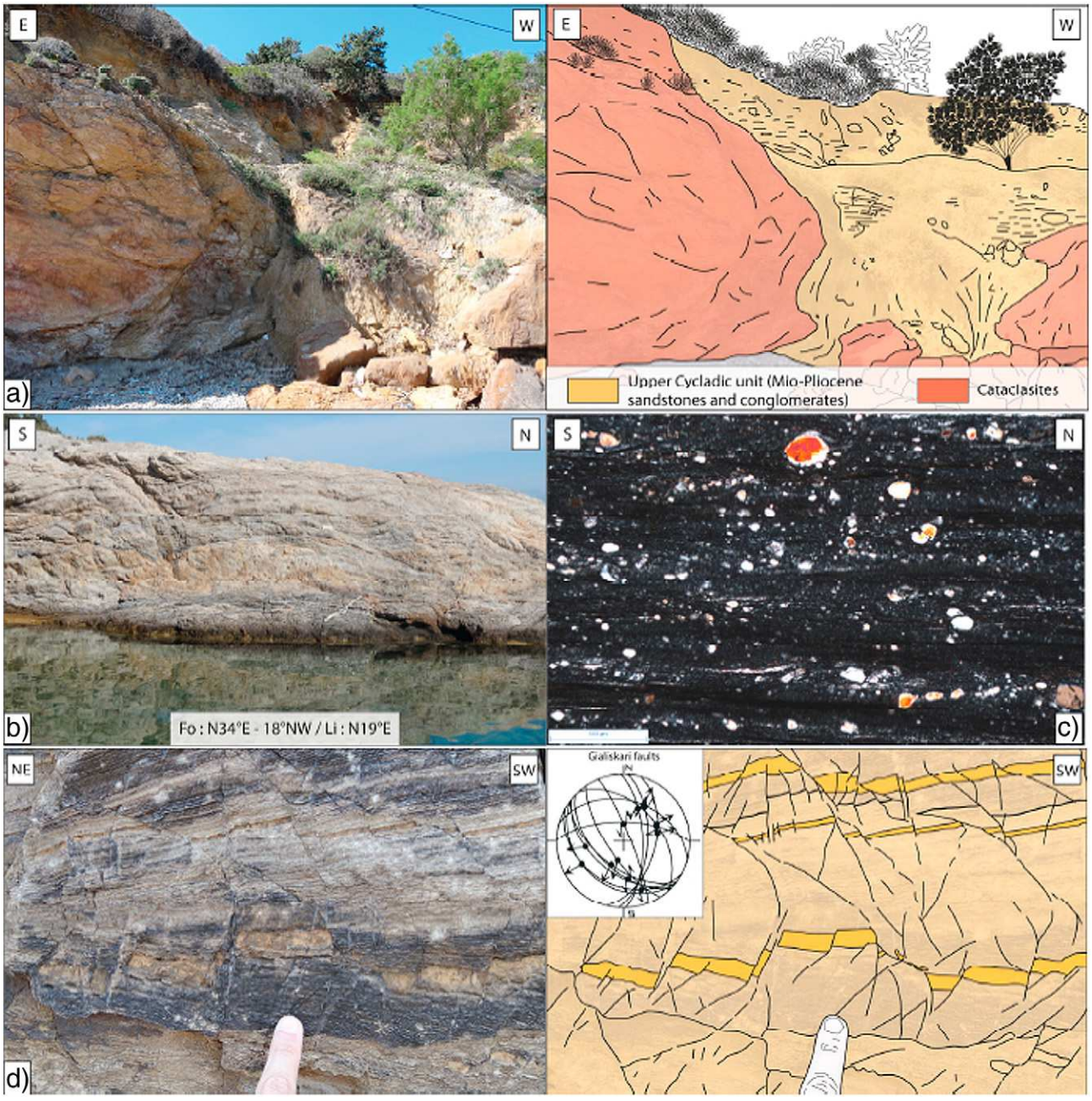


Fig. 5. Photographs showing the contact between the Raches intrusion and a Mio-Pliocene sedimentary unit. This major tectonic contact superposed a non-metamorphic sedimentary unit above the Raches granite. At the contact, the Raches granite is strongly deformed: a) ten meters of cataclasites, b) mylonites associated to a stretching lineation oriented N10°E to N30°E, c) microphotography illustrating the grain size reduction associated with ultramylonites, and d) the non-metamorphic sedimentary unit revealed only brittle deformation plotted on a stereogram.

brittle deformation as attested by the presence of ultramylonites and cataclasites (Fig. 5). The most obvious feature of our field study is that the whole Raches and Karkinagrion intrusions are affected by a top-to-the north asymmetric deformation, consistent with our observations near Gialiskari (Fig. 2). Moreover, intrusions show evidence for four distinct deformation structures (D_1 to D_4) that probably occurred during a single continuum of top-to-the north shearing deformation, i.e. the same progressive tectonic event through strain localization.

The first deformation feature (D_1) is recorded in the poorly deformed rocks of intrusions and is characterized by homogeneous sub-horizontal mineral lineation oriented N–S and a sub-vertical foliation (Fig. 6a). Feldspar phenocrysts are all aligned but not internally deformed (Fig. 6b). These crystals had to be free to rotate within the magma when they became oriented. D_1 can thus be considered as a magmatic fabric.

On incipiently deformed rocks, microfractures are observed in potassium feldspar, reflecting the D_2 set of structures (Fig. 7). Bouchez et al. (1992) describe three conditions to consider microfractures in feldspar as indicating submagmatic state deformation: 1) microfractures should not intersect more than one grain to ensure that each crystal has been in contact with the magma and 2) mineral phases filling microfractures should have the same magmatic composition and should be in crystallographic continuity with mineral phases outside the fracture. In these samples, the two conditions were met (Fig. 7) and D_2 can thus be considered as a submagmatic state deformation.

The third set of structures (D_3) is characterized by a less steep foliation (15–30°) and a stretching lineation oriented N10°E to N30°E. All kinematic indicators show a top-to-the northeast ductile shear sense (Figs. 2 and 6c, d). D_3 is characterized by unevenly distributed protomylonitic, mylonitic and ultramylonitic facies. The grain size of crystals, and especially feldspar phenocrysts, is reduced with the increase of strain (Figs. 5c and 6c).

While deformation styles D_1, D_2 and D_3 qualified a magmatic, submagmatic or ductile deformation, the D_4 deformation features are characterized by pure brittle deformation recorded throughout the granite. North-dipping low-angle normal fault planes are observed with striations parallel to the stretching lineation in mylonites (Fig. 8a). Moreover, normal steeply dipping brittle faults oriented E–W are observed consistently with a N–S extension (Fig. 8b).

Near the village of Nanouras, some striated planes have been observed. These planes have a consistent NE–SW orientation with sub-horizontal striations (Fig. 8c). The lack of kinematic indicators on fault planes does not allow firmly concluding on the motion sense. Thus, relationships between these structures and the regional top-to-the north ductile shearing remain unclear.

Structurally just below the northern contact between the Raches granite and the Gialiskari sedimentary unit, about 10 m-thick cataclasites are observed. Cataclasites are also found on the southwest coast, near the village of Kalamos. These cataclasites represent the last brittle increment of the deformation.

4.3. Distribution of the magmatic and ductile deformation (D_1, D_2 and D_3)

4.3.1. Field mapping of deformation intensity

Our study of the deformation has shown that in the whole Raches and Karkinagrion intrusions, the ductile deformation is geometrically unevenly distributed. Indeed, these intrusions show a distinct shallow-dipping foliation carrying a N10°E to N30°E trending stretching lineation above a core of less deformed granite characterized by a subvertical foliation and a N–S lineation (Figs. 2 and 6). Moreover, all kinematic indicators in tectonically deformed rocks such as S–C fabric, rotated porphyroclasts and sigmoidal foliation, show top-to-the north sense of shear, suggesting the presence of a thick north-dipping mylonitic shear zone deforming the upper part of granites, especially the Raches granite near the northern contact with the upper sedimentary unit at Gialiskari. Open folds furthermore deform the foliation with axes parallel to the stretching lineation. Because of shallow dip toward

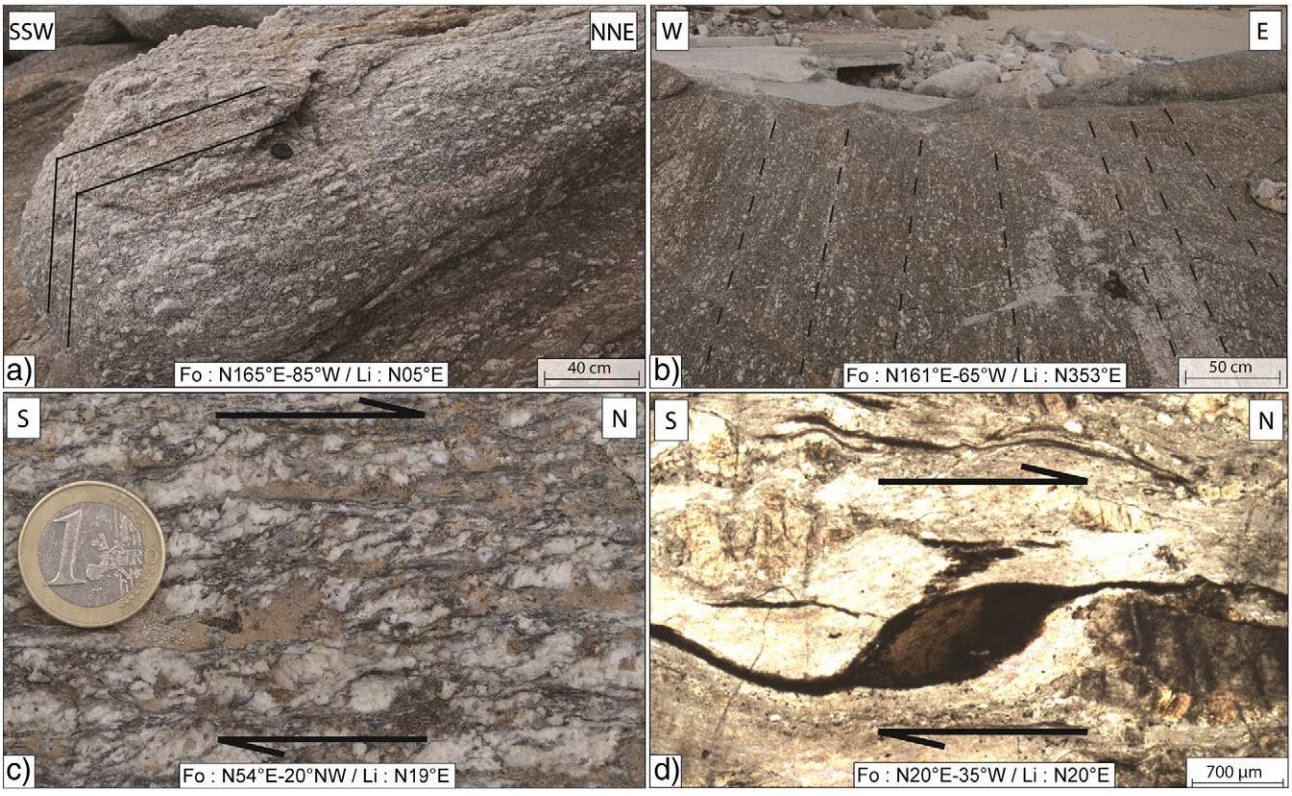


Fig. 6. Photographs showing field evidence of an unequal distribution of ductile deformation in the intrusive. a) and b) Poorly deformed Raches granite with preserved vertical foliation and north–south mineral lineation characterizing the D_1 deformation structure. c) and d) All kinematic indicators in mylonites, such as S–C shear bands or sigmoidal biotite, show top-to-the north sense of shear. These mylonites, characteristic of the D_3 deformation feature, are characterized by a low dipping foliation and a stretching lineation oriented N10°E to N30°E.

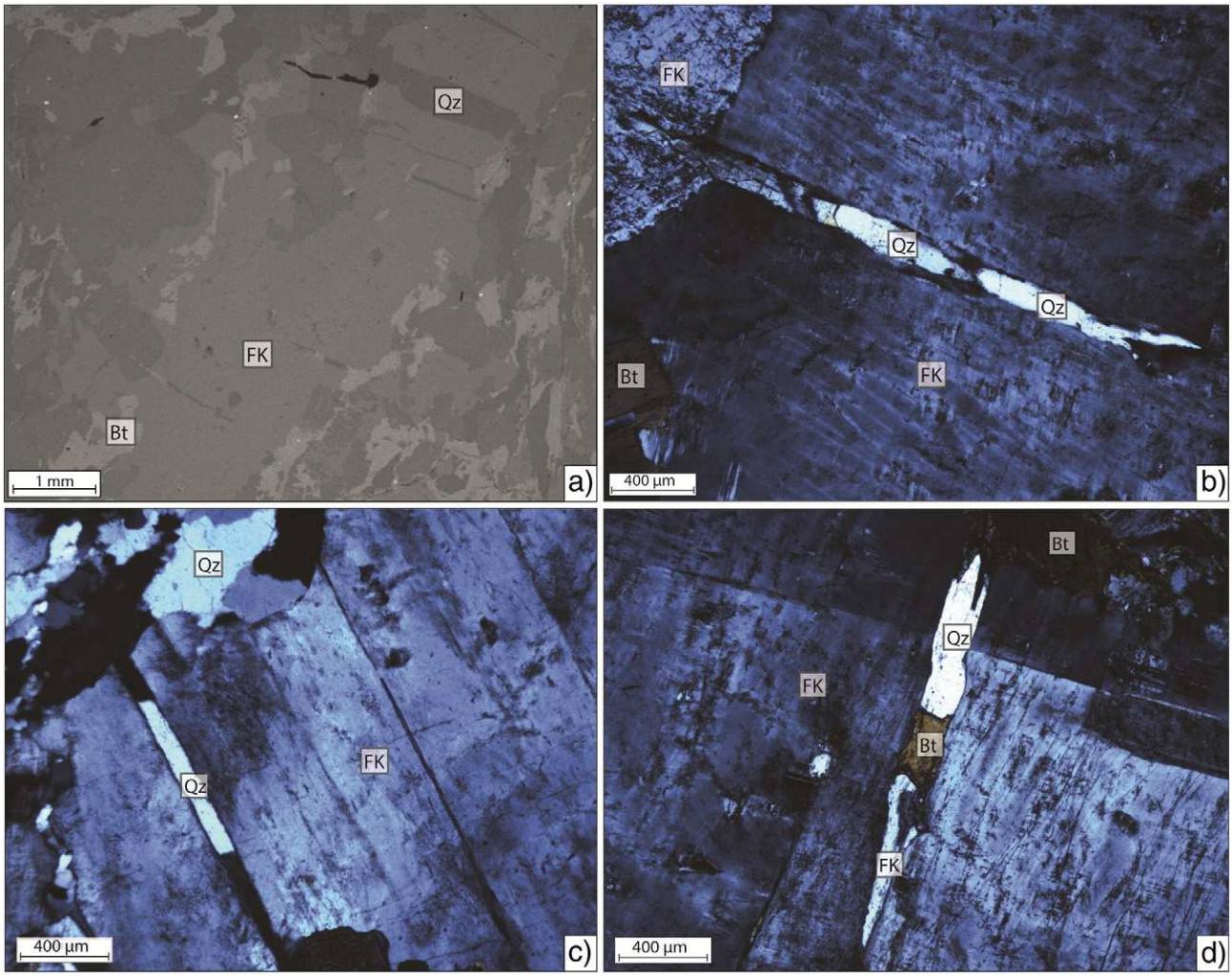


Fig. 7. Photographs showing the D_2 deformation style characterized by submagmatic microfractures in potassic feldspar (FK). a) Back scattered Scanning Electron Microscope (SEM) micrograph showing several microfractures in a single FK crystal. b) and c) Mineral phases filling the microfractures are in crystallographic continuity with mineral phases outside the fracture and not deformed. d) Microfracture with a coherent magmatic composition of FK + biotite (Bt) + quartz (Qz).

the north of these late fold axes, a south to north transect crosses the strain gradient upward, i.e. toward the most deformed structural part of the granite. In order to characterize the distribution of this ductile deformation, the intensity of finite deformation was mapped at high resolution. The strain gradient that affected the orthogneisses, resulting from the deformation of the same granitic protoliths, was characterized by defining seven strain facies of ductilely deformed granites as proposed by Charles et al. (2011) or Huet et al. (2009; Fig. 9). Each grade of deformation was defined on macro-structural criteria adapted to fieldwork, such as the shape and size of the main minerals but also the succession of microstructures developing during progressive deformation. The seven strain facies were defined as follows:

Grade 0 corresponds to an isotropic magmatic fabric. The term "magmatic fabric" is used in the mechanical sense, so when there is no direct interaction (contact) in the magma between phenocrysts (Vernon, 2000) and no magmatic preferred orientation develops. The granite shows neither foliation nor lineation and minerals are not deformed (Fig. 9a).

Grade 1 corresponds to an anisotropic magmatic fabric. Minerals are not deformed but an incipient foliation and/or lineation can be observed (Fig. 9b).

Grade 2 can no longer be considered as a pure magmatic fabric. Feldspar megacrysts start to be deformed, which suggests interactions between phenocrysts in the magma. Some FK are not deformed while others are stretched, boudinaged and sheared (Fig. 9c). Elongated clusters of biotite mark the stretching lineation.

Grade 3 is marked by the appearance of a weak foliation, a clear stretching lineation, a few penetrative shear bands that affect large volume of rocks, grain-size reduction and clear quartz ribbons (Fig. 9d). This fabric can be qualified as protomylonitic.

Grade 4 is characterized by a strong foliation and lineation with increasing number of shear bands associated with stretched biotite and quartz ribbons (Fig. 9e). This fabric can be qualified as mylonitic.

Grade 5 shows the presence of ultramylonite bands in addition to the mylonitic shear bands of grade 4 (Fig. 9f). The average thickness of these bands varies from a few centimeters to ten centimeters.

Grade 6 is characterized by a few meters of massive ultramylonites (Fig. 9g).

Field observations across the entire intrusive bodies allow us to propose a qualitative map depicting the distribution of the magmatic and ductile deformation in granites (Fig. 10a). This map shows a gradual increase in the intensity of deformation from south to north, or from base to top. The least deformed rocks (grades 0, 1 and 2) are found in the southern part of the two granites (Fig. 10a). In contrast, in the northern part, approaching the contact with the Gialiskari sedimentary unit, the two granites are strongly deformed (grades 3, 4, 5 and 6). A strong increase in strain intensity is also locally observed in the southwestern

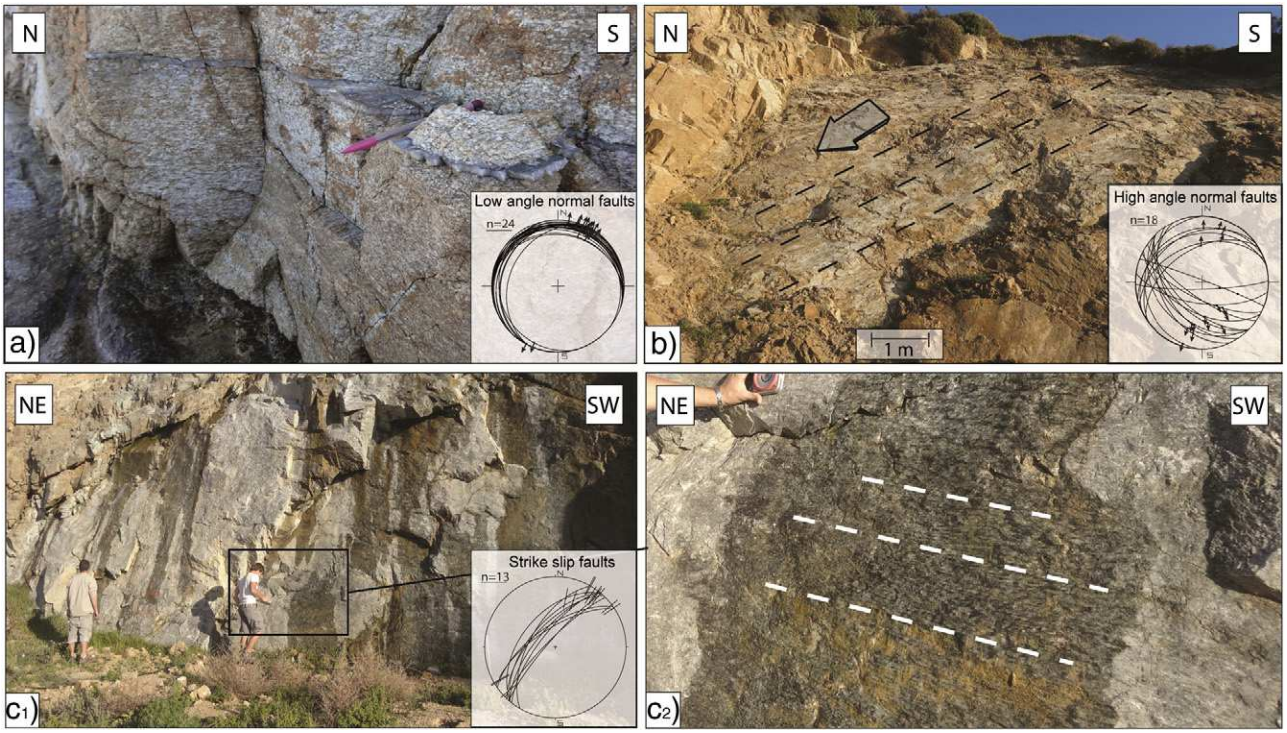


Fig. 8. Photographs showing the brittle D_4 style of deformation in the Raches granite. This deformation was characterized by both low-angle (a) and steeply dipping (b) normal faults. In addition to normal faults, the brittle deformation was marked by large strike-slip fault planes with ambiguously sense motion not taken in consideration (c).

part of the island, near the village of Kalamos (Fig. 10a). A N–S cross-section crossing the strain gradient upward, i.e. toward the most deformed granite (Fig. 10b), shows the attitude of the north-dipping shear zone revealed by these observations. All kinematic indicators show a consistent top-to-the north shear sense compatible with the regional variation of the foliation dip that draws a sigmoid at the scale of ca. 10 km (Fig. 10b).

4.3.2. Quantification of ductile deformation

This section documents quantitatively the strain gradient across the deformed granitic bodies by a detailed study of selected outcrops given in Fig. 10a. The Raches granite was targeted because it shows all strain grades. The reconstruction of the strain ellipsoid (following the protocol described in Section 2) allows calculating the degree of anisotropy (P′) and the shape parameter (T) of biotite fabric for each sample (Borradaile and Werner, 1994; Launeau and Robin, 2005). P′ refers to the eccentricity of the 3D fabric ellipsoid and can be correlated with the intensity of biotite preferred orientation. T refers to the symmetry of the 3D fabric ellipsoid. Three cases can be considered: i) if T is lower than −0.2, the lineation is dominant (L > S) and the ellipsoid is prolate, ii) if T is comprised between −0.2 and 0.2, the lineation and foliation parameters are close to each other (L = S) and iii) if T is comprised between 0.2 and 1, foliation is dominant (S > L) and the ellipsoid is oblate.

The results of the quantitative analysis are shown in the deformation map and the P′–T graph (Fig. 10a and c). The P′ = f(T) diagram presents the relationship between the shape parameter and the degree of anisotropy (Fig. 10c). A good correlation is observed between the degree of anisotropy (P′) and the qualitative strain map elaborated in the field. Indeed, grade 0 corresponds to a very low degree of anisotropy (P′ = 1.10), whereas grade 5 has the highest degree of anisotropy (P′ = 1.62). The foliation is dominant in the least deformed zones and a gradual evolution is observed toward plano-linear, or even a pure linear fabric, in the most deformed zones. Therefore, the degree of anisotropy and the shape parameter correlates well with strain intensity observed in the field.

5. The Gialiskari detachment

The strain gradient observed when approaching the base of the Gialiskari sedimentary unit (Fig. 10a) points to the existence of a shallow north-dipping top-to-the north shear zone. Associated to this shear zone, a clear reorientation from subvertical magmatic foliations to subhorizontal mylonitic foliations has been observed in the field. Furthermore, this shear zone evolves from ductile to brittle through time, the thick cataclasites being the brittle expression of the shear zone continuing motion in the brittle regime. The shear zone brings into close contact the ductilely deformed granites and the non-metamorphosed basin and its normal faults. All these features are characteristic of an exhuming shallow-dipping normal shear zone, hereafter named the Gialiskari Detachment (Fig. 11). The study of this structure together with the map of deformation grades in the granites shows an undulated ductile and then brittle plane, undulation particularly well illustrated by the strain gradient between Armenistis and Gialiskari and the orientation of foliation in this area (Fig. 11).

In the southwest of the island, near the village of Kalamos, a strong increase in strain intensity is also locally observed with a mylonitic foliation oriented N41°E-33°NW and a very well marked stretching lineation oriented N12°E (Fig. 12). Ultramylonites are also present, as well as cataclasites. A schematic 3D representation in Fig. 12 shows the relative disposition of structures. The ultramylonites are located at the interface between the Raches granite and the lower boundary of a metamorphic rock septa. These ultramylonites form in the landscape a very well defined and continuous surface (Fig. 12a). Approaching the ultramylonites, the granite becomes more deformed with increasingly stretched mineral grains and aggregates (Fig. 12b). There, the seven grades of strain intensity are condensed within a few hundreds of meters (Fig. 10a). S–C shear bands and mica fishes indicate top-to-the

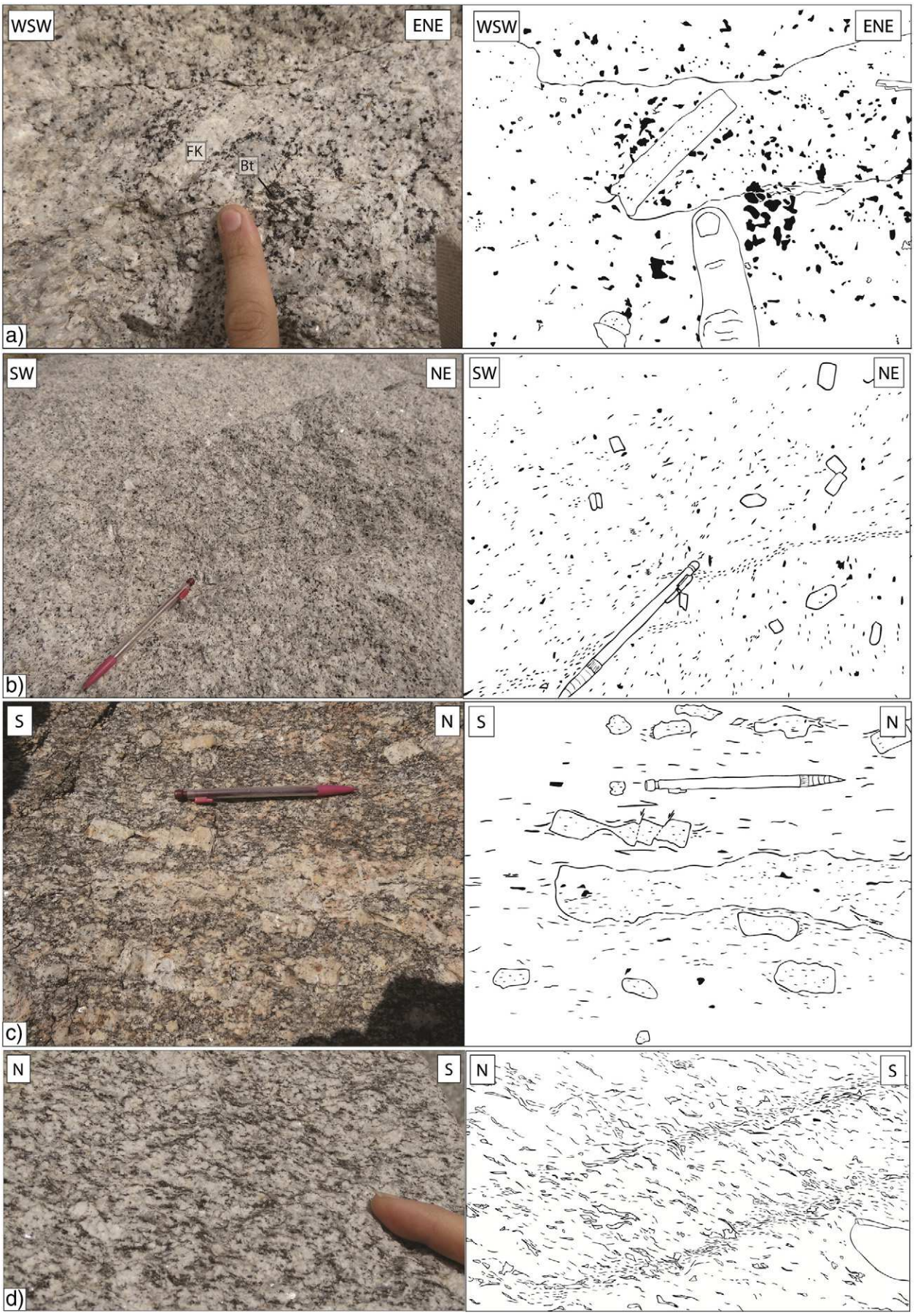


Fig. 9. Structural field scale of strain facies. The seven grades of deformation are described in the text.

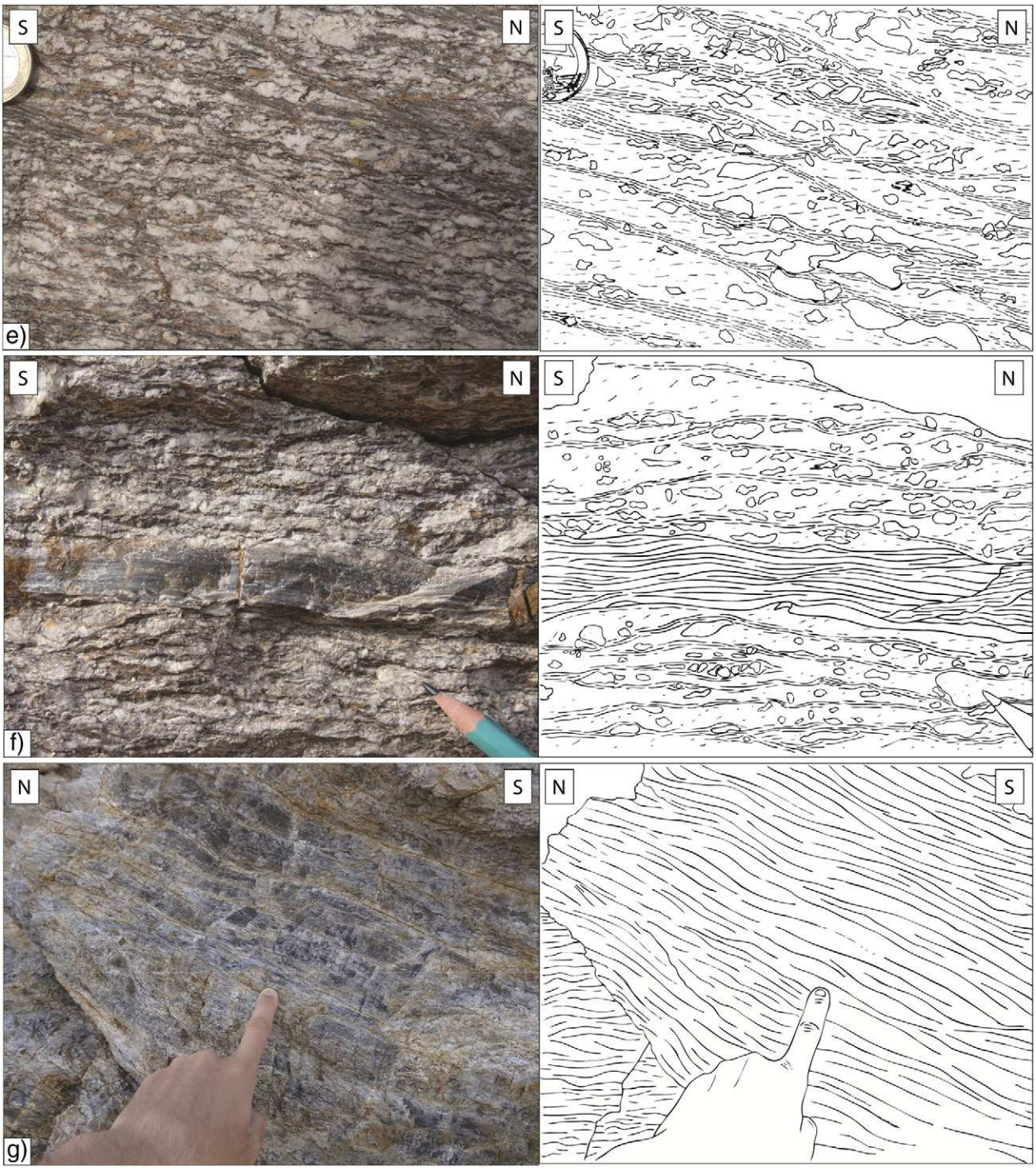


Fig. 9 (*continued*).

north sense of shear (Fig. 12b). The septa consist of highly deformed metasediments including metapelites and marble traversed by granitic dikes carrying also top-to-the north shear sense criteria (Fig. 12c). A ca. 20 m-thick cataclasites are observed above the septa (Fig. 12a). The general structure of this zone is similar to the one described at Gialiskari, except for the absence of the Mio-Pliocene sedimentary unit that may occur further offshore (Fig. 12d).

6. Emplacement depth of the Raches granite

The emplacement depth of an intrusion, i.e. the depth at which the magma crystallizes, is generally not easy to retrieve accurately. Two approaches are generally used. The first approach is based on the petrologic study of metamorphic assemblages that result from the metamorphic transformation of adjacent country rocks, and the second one on the intrinsic mineralogy of the intrusion (Nédélec and Bouchez, 2011). The polyphase character of the metamorphic rocks hosting the intrusion hindered the use of the first method (Altherr et al., 1982; Kumerics et al., 2005; Martin et al., 2011). Conversely, the general framework of I-type granitoids enables us to use hornblende chemical composition as a geobarometer. Hammarstrom and Zen (1986) describe the existence of linear relationship between the total number of aluminium atoms (Al Tot) in hornblende and crystallization depth of a pluton. This barometer was defined for conditions similar to those found in the Raches

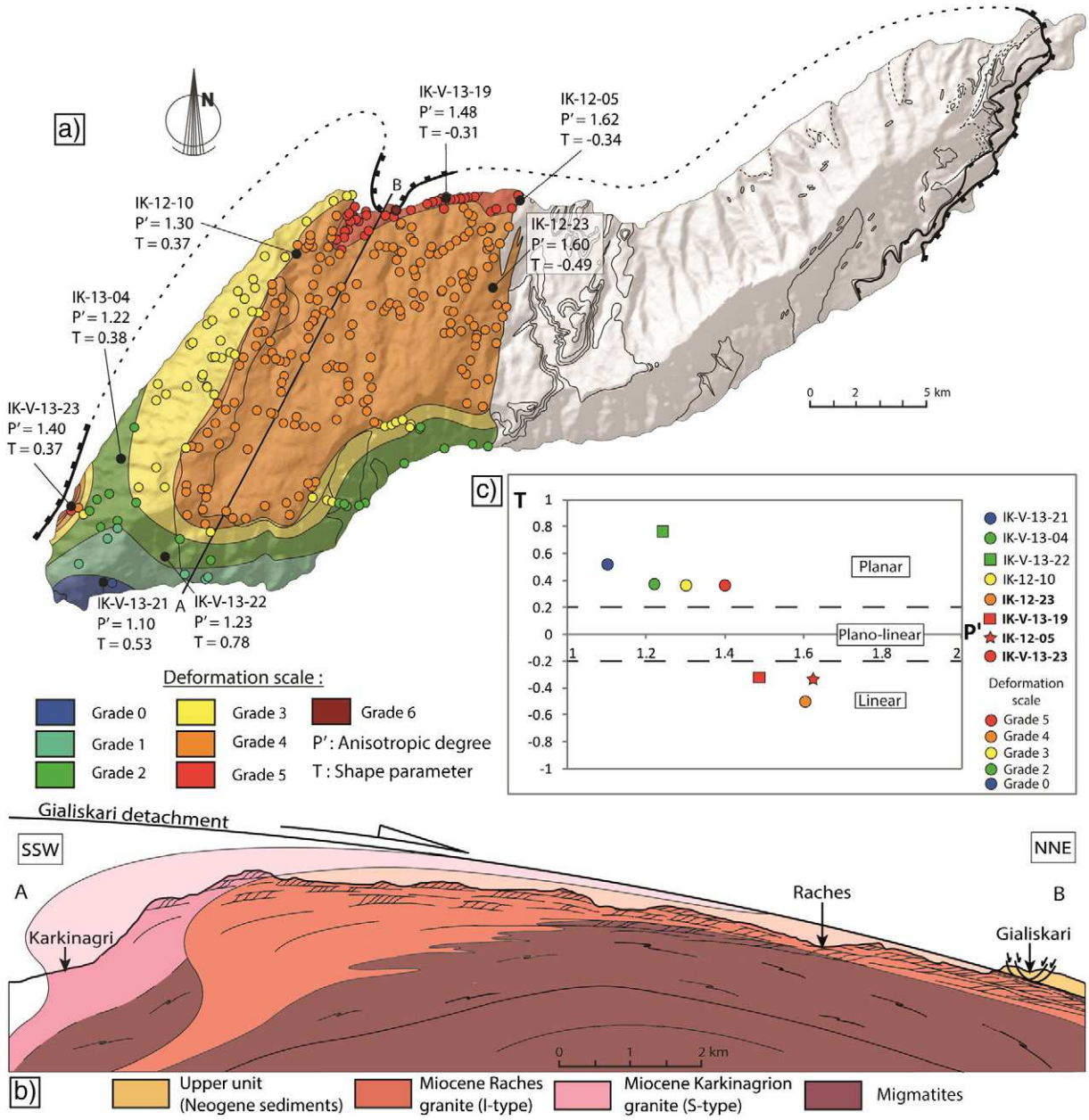


Fig. 10. Characterization of a strain gradient in Raches and Karkinagrion intrusions. a) Semi-quantitative map of deformation showing the heterogeneous distribution of the ductile deformation in both intrusions. Location of analyzed samples and position of the geological section AB are also represented. b) Geological section AB through the Raches and Karkinagrion intrusions indicating their relative structure (Raches granite intruding the Karkinagrion granite and the migmatites) and their relations with the Gialiskari Detachment (the structurally uppermost parts of intrusions are the most deformed ones). c) Diagram representing the shape parameter (T) vs. the anisotropic degree (P′) for samples localized in figure (a).

granite. Indeed, it is valid for a classical assemblage of I-type granitoids, including FK, quartz, plagioclase, biotite, hornblende, sphene and Fe–Ti oxides (ilmenite and/or Ti-magnetite).

To test the criticism of Anderson (1996) about the temperature sensibility of this barometer, both cores and rims of amphiboles have been analyzed. No chemical variations were observed between these analyses (Fig. 13a). Our results revealed the presence of two different types of amphibole: ferrohornblende and magnesiohornblende (Fig. 13b). Ferrohornblendes crystallize at higher pressure than magnesiohornblende with a crystallization depth of ferrohornblendes comprised in the range 9–15 km and 5–10 km for magnesiohornblendes (Fig. 13c). We interpret the crystallization depth of ferrohornblendes as representing a good estimate of the crystallization depth of the Raches granite. Moreover, the crystallization history of the Raches granite was probably further complicated by the injection of several magmatic pulses as suggested by Altherr et al. (1982), which may explain why magnesiohornblendes crystallized at shallower depth. The geodynamic consequences of these results are discussed in the following.

7. Interpretation and discussion

7.1. Continuity of deformation in the Raches granite from magmatic to solid state

The Raches and Karkinagrion granites can be considered asymmetrical laccolithic intrusions (Fig. 10b). The presence of the Karkinagrion granite in the southern part of the island, the top-to-the north sense of shear affecting both granites, as well as the Xylosyrtis granite intruding the southern part of the metamorphic dome, suggest that the magma injection zone was situated in the southern part of the island (Fig. 14).

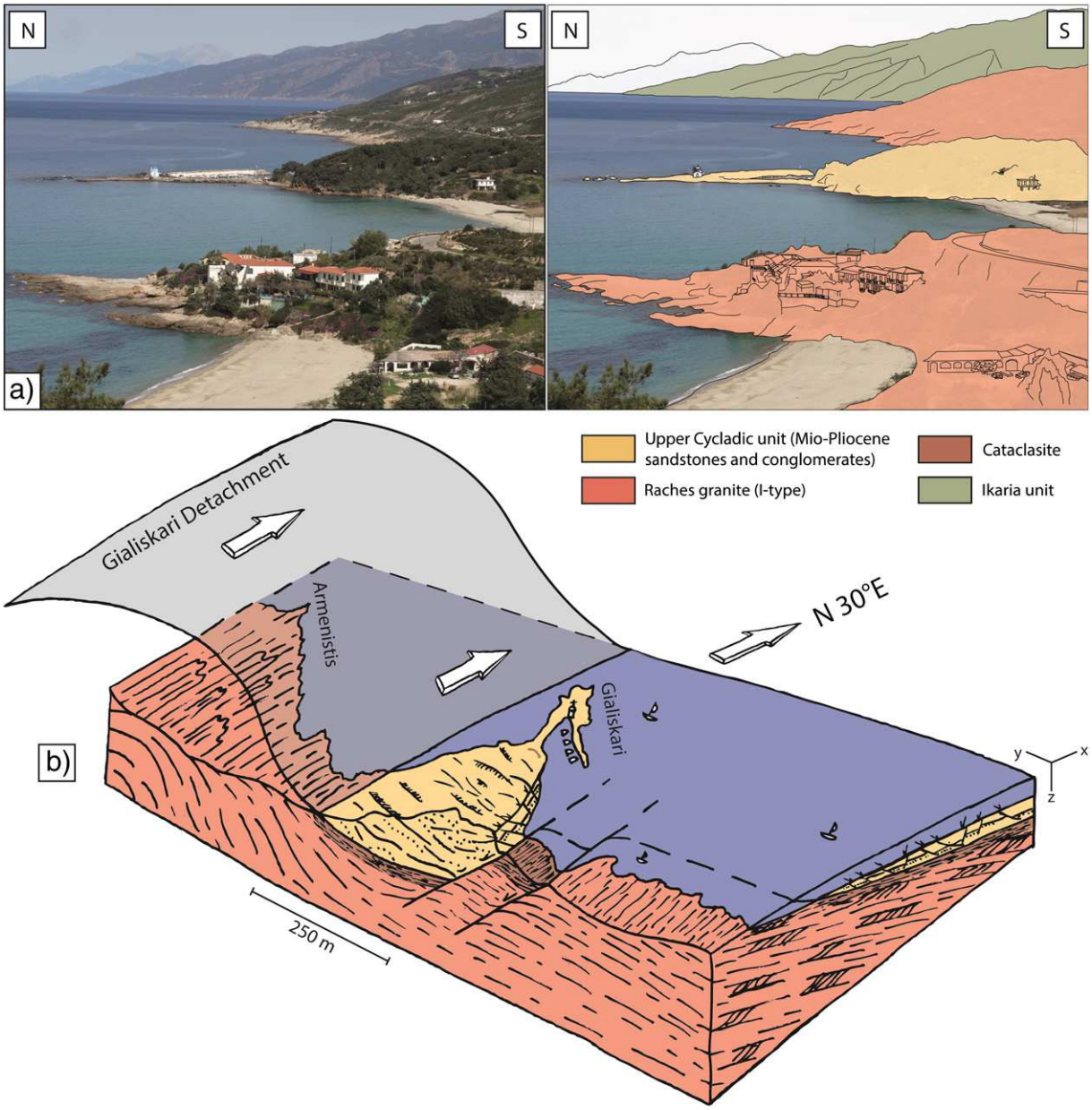


Fig. 11. The Gialiskari Detachment structure. a) View of the Gialiskari Detachment near the Gialiskari peninsula, where a non-metamorphic Mio-Pliocene sedimentary unit is superposed on the Raches granite. b) 3D block diagram highlighting the undulated geometry of the Gialiskari Detachment near the Gialiskari peninsula.

The Raches and Karkinagrion granites show evidence for four deformation styles (D_1 to D_4, Figs. 6, 7 and 8). D_1 reflects a magmatic deformation related to the early emplacement stage of the intrusion. The first style of deformation is recorded in the least deformed rocks (grades 1 and 2) and is characterized by a planar fabric disposed subvertical and a stretching lineation oriented N–S (Fig. 14). The map of stretching lineations (Fig. 2) shows a progressive rotation from this N–S oriented lineation to the N30°E trending one in the northern part of the granite.

The second set of structures (D_2) is characterized by the presence of microfractures in stretched potassic feldspars. According to Bouchez et al. (1992), these microfractures are characteristic of the submagmatic state deformation. To form these microfractures, a sufficiently high shear stress has been imposed on the crystal framework of the Raches pluton that remained partially molten. Once formed, these microfractures were instantaneously filled by the magma (Fig. 7). Thereby, the observation of this submagmatic deformation shows that Raches and Karkinagrion plutons are therefore syntectonic intrusions. These microfractures were not observable in the most deformed samples because the later solid-state deformation overprinted and erased the submagmatic deformation.

D_3 deformation features formed once the Raches and Karkinagrion granites had totally crystallized. It is marked by top-to-the northeast ductile shearing deformation, as also observed within the metamorphic dome (Figs. 2 and 14), suggesting that D_3 was related to the same regional extension. Strain intensity increases with the approach of the northern contact between the Raches granite and the Gialiskari sedimentary unit and a gradual transition from protomylonitic to mylonitic and also ultramylonitic facies is observed when approaching the Gialiskari Detachment at Gialiskari or at Kalamos (Fig. 14).

The last event of deformation (D_4) characterizing the Raches and Karkinagrion granites is brittle, as shown by cataclasites just below the Gialiskari Detachment and normal faults in various places in both granites (Figs. 5, 11 and 12).

The four deformation styles (D_1 to D_4) observed in the Raches and Karkinagrion granites show an evolution in deformation regime from magmatic to submagmatic, ductile and then brittle deformation. This

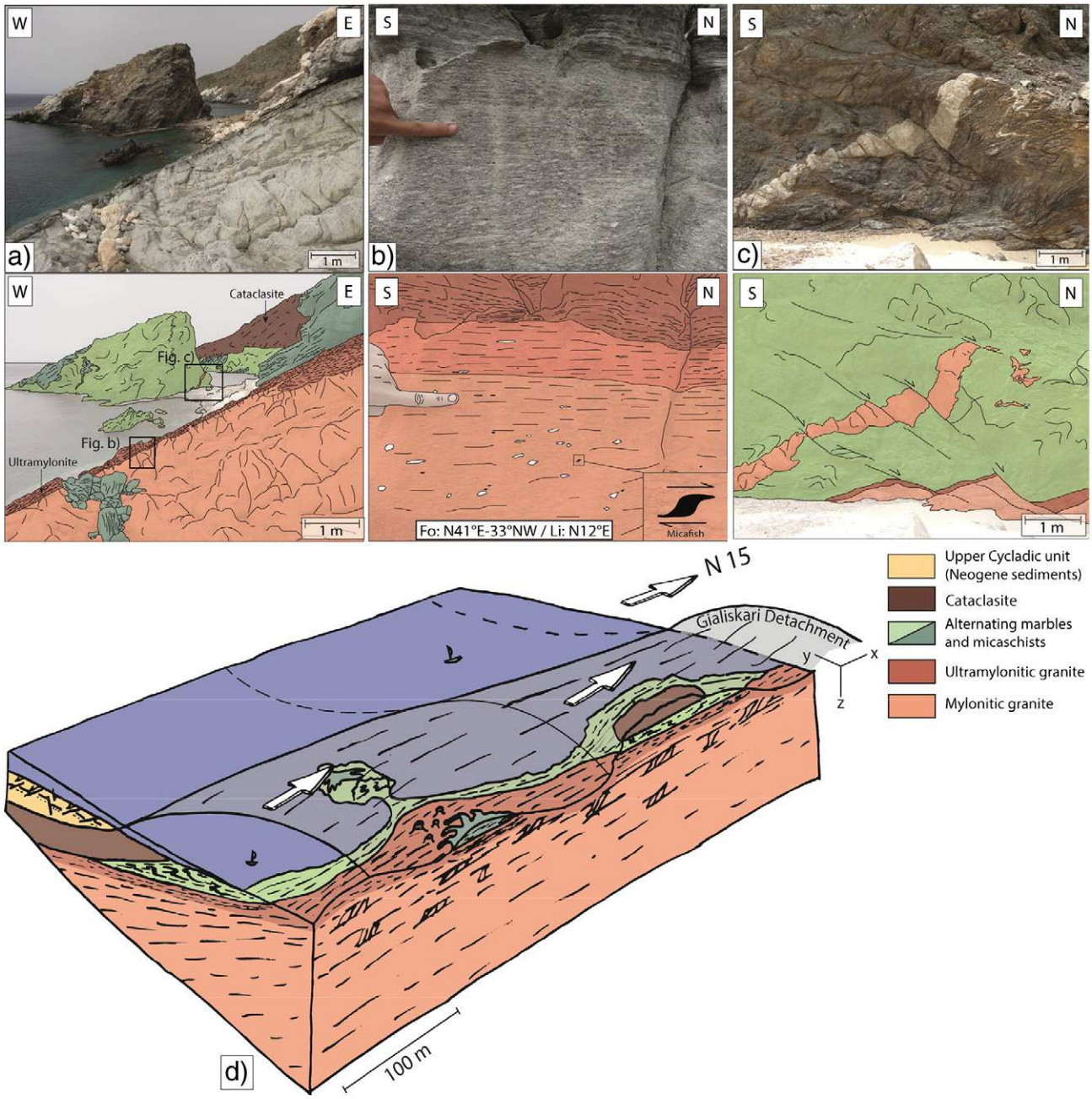


Fig. 12. Photographs showing the Gialiskari Detachment structure near the village of Kalamos. a) Base to top view of the mylonitic to ultramylonitic Raches granite, a septa composed by highly deformed metamorphic micaschists and marbles, and on top, a ca. 20 m-thick cataclasite. b) Highly deformed mylonites and ultramylonites in the Raches granite. Mica fish indicates top-to-the north sense of shear. c) Top-to-the north shearing in the metamorphic septa. d) 3D block summarizing the relative position of the structures and their link with the Gialiskari Detachment.

evolution demonstrates that these granites emplaced during top-to-the north shearing. Although we have described this evolution as a succession of four different sets of small-scale structures, from D_1 to D_4, these structures simply express a continuum of deformation with progressive strain localization along the main detachment from ductile to brittle conditions.

7.2. Localization of deformation during cooling and late-exhumation of the Raches granite

The Gialiskari Detachment is located along the contact between the Upper Cycladic unit and the Raches granite (Fig. 14). Emplacement, mylonitization and cooling of the Raches and Karkinagrion granites were contemporaneous with top-to-the northeast ductile shear observed along the Gialiskari Detachment. This structure passed over time through the ductile–brittle transition during exhumation (Fig. 15). The intrusive contact with the metamorphic dome is parallel to the shearing direction and is strongly folded with fold axes parallel to the same direction. The contact of the pluton with the host rocks has been totally transposed to end parallel to the regional shearing direction in most deformed parts. In agreement with our geobarometry results, this folding is an argument for a deep emplacement of granites in a ductile host rock (Fig. 15: step 1). Indeed, geobarometry results have shown that ferrohornblende crystallized at high pressure (ca. 3–5 kbar). It thus seems that the geometry of intrusions as a whole, the shape of the intrusive contact and the deformation during the entire cooling period were controlled by the activity of the Gialiskari Detachment.

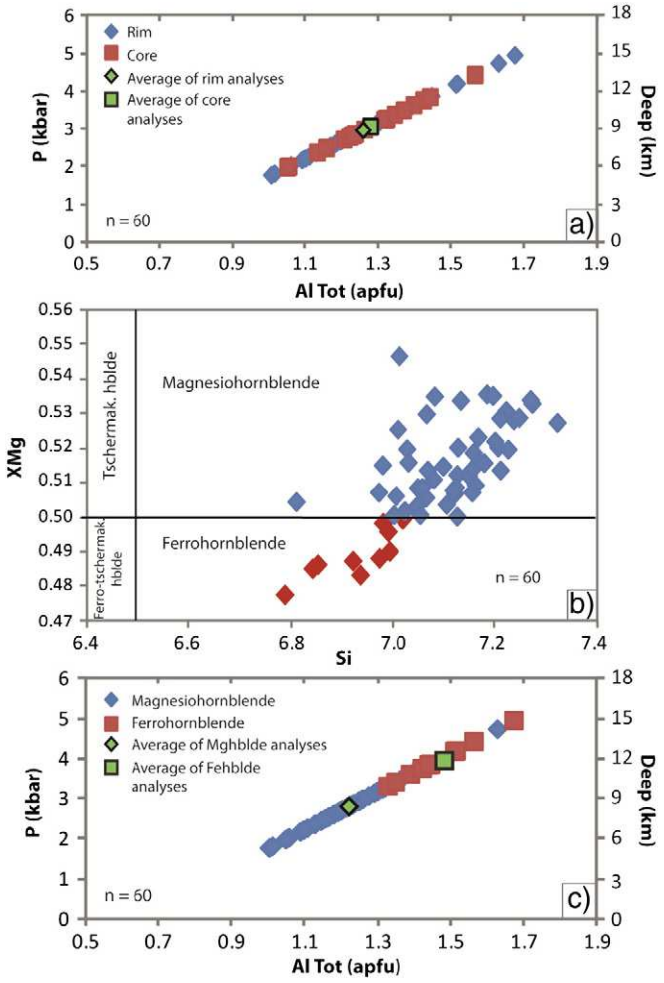


Fig. 13. Estimation of emplacement depth of the Raches granite. a) Diagram showing the pressure emplacement of amphibole vs. the aluminium atoms number for both core and rim analyses (calibration of Schmidt, 1992). Note that the average of core and rim analyses is similar. b) Chemistry of amphiboles showing the presence of both magnesio and ferrohornblende in samples. c) Diagram showing the two different pressure emplacements between the ferrohornblende (ca. 4 kbar) and magnesiohornblende (ca. 3 kbar).

From the depth of final emplacement, the Raches and Karkinagrion intrusions and the host metamorphic dome were sheared during cooling and a thick ductile shear zone developed below the UC unit. The whole system was then gradually exhumed while deformation progressively localized when approaching the ductile–brittle transition (Fig. 15: step 2). The strain was then accommodated by ultramylonitic and finally cataclastic deformation, still under an extensional regime oriented N30°E (Fig. 15: step 3).

7.3. Granite intrusions and development of metamorphic core complexes in the Cyclades

The Fanari and Gialiskari detachments, together with the ductile Agios Kirykos Detachment, make the eastern extension of the North Cycladic Detachment System (NCDS; Fig. 1a; Jolivet et al., 2010) running across Andros, Tinos, Mykonos and then Ikaria. The foliation that formed during top-to-the north shearing deformation below the Agios Kirykos Detachment was then intruded by the Raches granite, which shows that in the metamorphic units of Ikaria, the activity of the NCDS had started in the metamorphic units of Ikaria before the emplacement of intrusions. The geological evolution of the dome is summarized on a set of reconstructions (Fig. 16). On these reconstructions, the spacing between the main extensional structures is taken from Jolivet et al. (2010). As suggested by Jolivet et al. (2004a) extensional deformation in the Aegean involves a component of boudinaged at all scales, from the outcrop to the crust. Spacing of faults is mainly a consequence of the wavelength of such boudinaged, which itself depends upon crustal thickness.

At 30–35 Ma, acceleration of slab retreat initiated extensional tectonics in the Aegean backarc domain (Fig. 16; Jolivet and Faccenna, 2000). Crustal thickness before the period of extension (ca. 50 km) is taken from Jolivet and Brun (2010) for their geodynamic reconstructions of the Aegean domain. Being a major inherited structure, the base of the UC unit was then reactivated as a large detachment zone, the NCDS (Jolivet et al., 2010). Slab retreat was accompanied by a southward displacement of the volcanic arc, influx of hot asthenosphere and relaxation of HP–LT thermal regime established during subduction (Jolivet and Brun, 2010; Jolivet et al., 1994, 2013). This thermal relaxation involved a temperature increase in the lower crust that locally began to melt, forming migmatites (Fig. 16). These migmatites have been described on several Cycladic islands such as Mykonos, Delos, Rhenia, Naxos, Paros (Denèle et al., 2011; Jansen, 1973; Keay et al., 2001; Seward et al., 2009; Vanderhaeghe, 2004) and now Ikaria Island. The upper crust was then heavily fractured and faulted, leading to the formation of crustal-scale high-temperature metamorphic domes in-between, like the Ikaria MCC. These MCCs are delimited by crustal-scale structures, ductile in the lower crust, brittle in the upper crust (Fig. 16).

The age of the high-temperature event on Ikaria is currently not precisely known. Following up on the comparison with the northern part of the Menderes Massif, a late Oligocene–Early Miocene age can be proposed. Dating of the Simav Detachment, an eastern extension of the NCDS exhuming the northern Menderes Massif, suggests that the activity occurred between 30 and 8 Ma reaching high-temperature

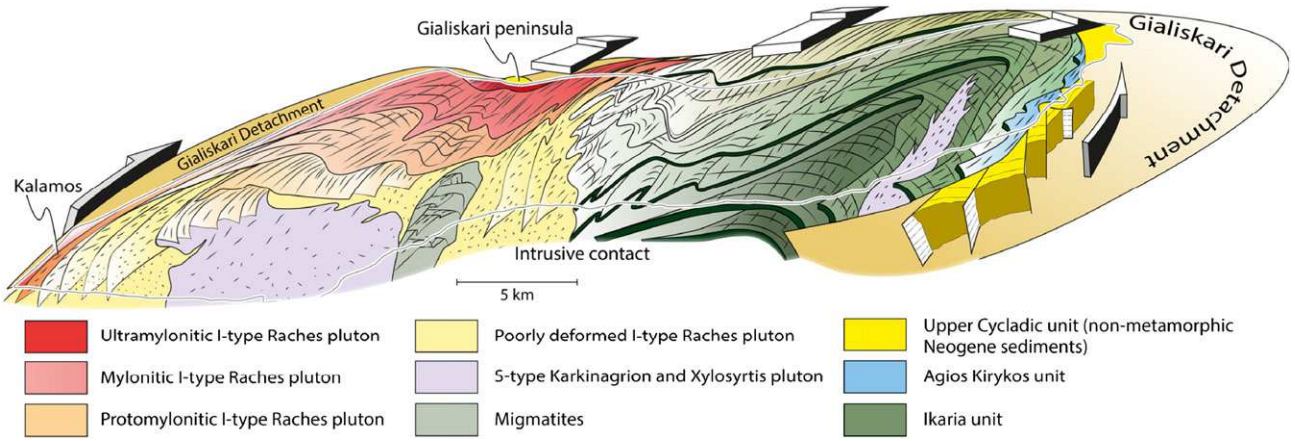


Fig. 14. 3D bloc showing the geological architecture of Ikaria Island, integrating and summarizing all the structural information.

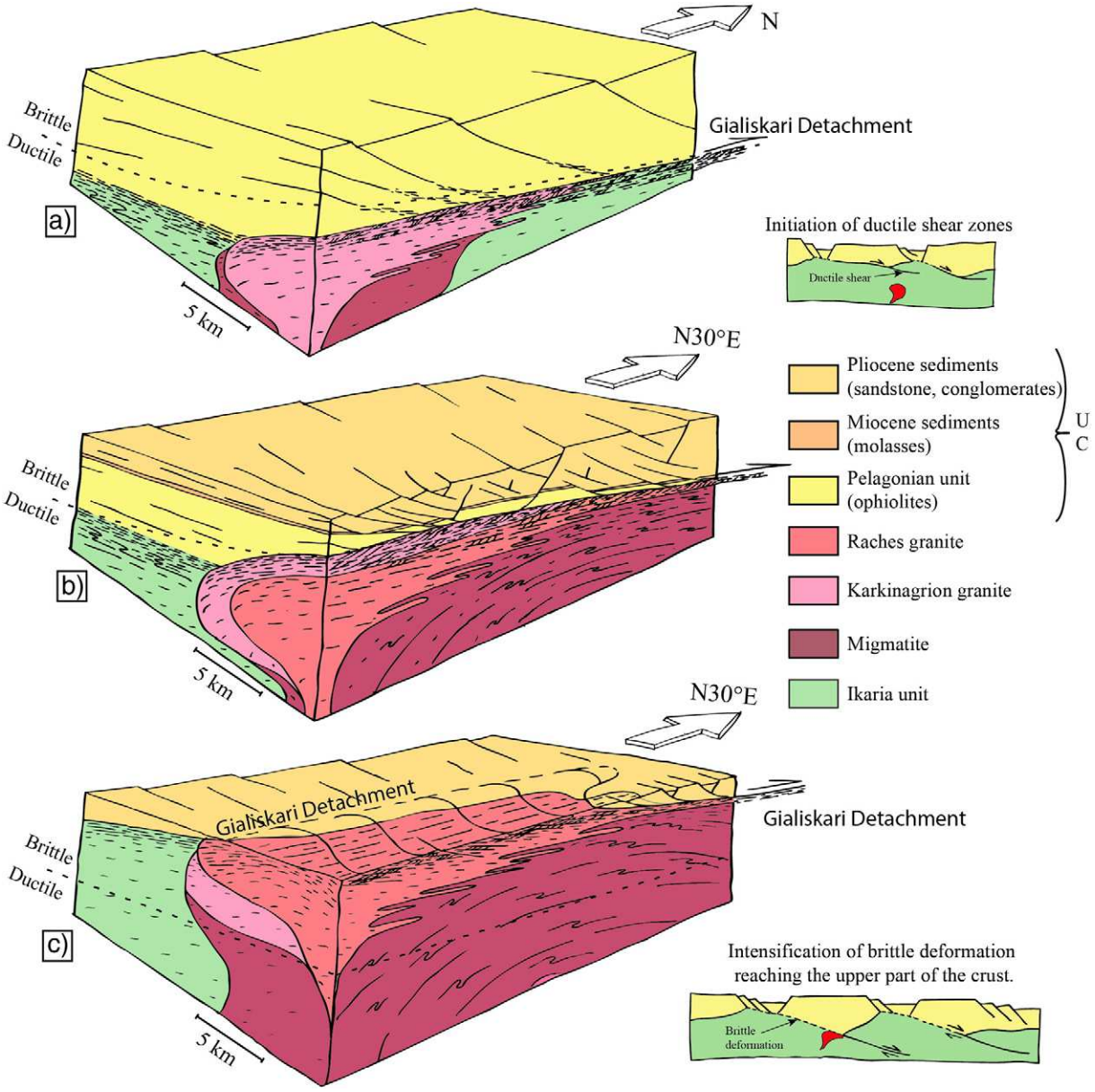


Fig. 15. Scenario at intrusion scale showing the evolution of the Gialiskari Detachment system. a) Inception of localization of the ductile deformation within the Gialiskari Detachment located between the Karkinagrion granite related to migmatites and the Upper Cycladic (UC) unit. b) Evolution of the deformation through the brittle–ductile transition. Cataclasis becomes the dominant deformation process when strain localizes in the Gialiskari Detachment. c) Intensive localization of cataclastic deformation in the Gialiskari Detachment overprints previous ductile fabrics.

conditions before 18 Ma (Bozkurt et al., 2011). This timing would make the Ikaria metamorphic dome coeval in age with the migmatitic dome of Naxos (Altherr et al., 1982; Duchene et al., 2006; Keay et al., 2001). The close association of migmatites with the two-micas Karkinagrion granite with a diffuse contact and the presence of the S-type Xylosyrtis granite, both dated around 14–13 Ma (Bolhar et al., 2010), reinforce the conclusion that the high-temperature event and crustal partial melting in Ikaria date back to the Miocene. Moreover, the Raches granite, dated at 13.33 ± 0.17 Ma by U/Pb method on zircon (Bolhar et al., 2010), results from a partial mixing of melted continental felsic crust and mantellic or mafic magma as described by Altherr and Siebel (2002) and Pe-Piper et al. (2002). It intrudes the earlier migmatites and the related Karkinagrion granite and also the Ikaria unit at a depth estimated between 10 and 15 km (Fig. 15: step 1). This emplacement may coincide with the period during which deformation migrated from the Agios Kirykos Detachment to the Gialiskari Detachment (Fig. 16).

This study provides new data on the debated triggering effect of magmatic intrusions in the development of MCCs. On Ikaria, emplacement of the Raches and Karkinagrion granites postdates the initiation of the MCC exhumation below the Agios Kirykos Detachment. We assume that the pluton had pierced the lower ductile Agios Kirykos Detachment. Contemporaneously, the northeast extensional deformation migrated upward in the crust, along the upper Gialiskari Detachment, where the pluton roof was subsequently sheared by a NNE-directed non-coaxial flow from magmatic to solid-state conditions. A similar sequence of events is described on Mykonos, Tinos and Serifos for the NCDS and the WCDS (Brichau et al., 2007; Denèle et al., 2011; Rabillard et al., 2015) as well as on Naxos (Gautier et al., 1993; Urai et al., 1991). On Mykonos, the intrusion postdates the initiation of the Rhenia migmatitic dome (Denèle et al., 2011). On Naxos Island, intrusion of the granodioritic pluton into the roof of the migmatitic dome is dated around 12 Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001;

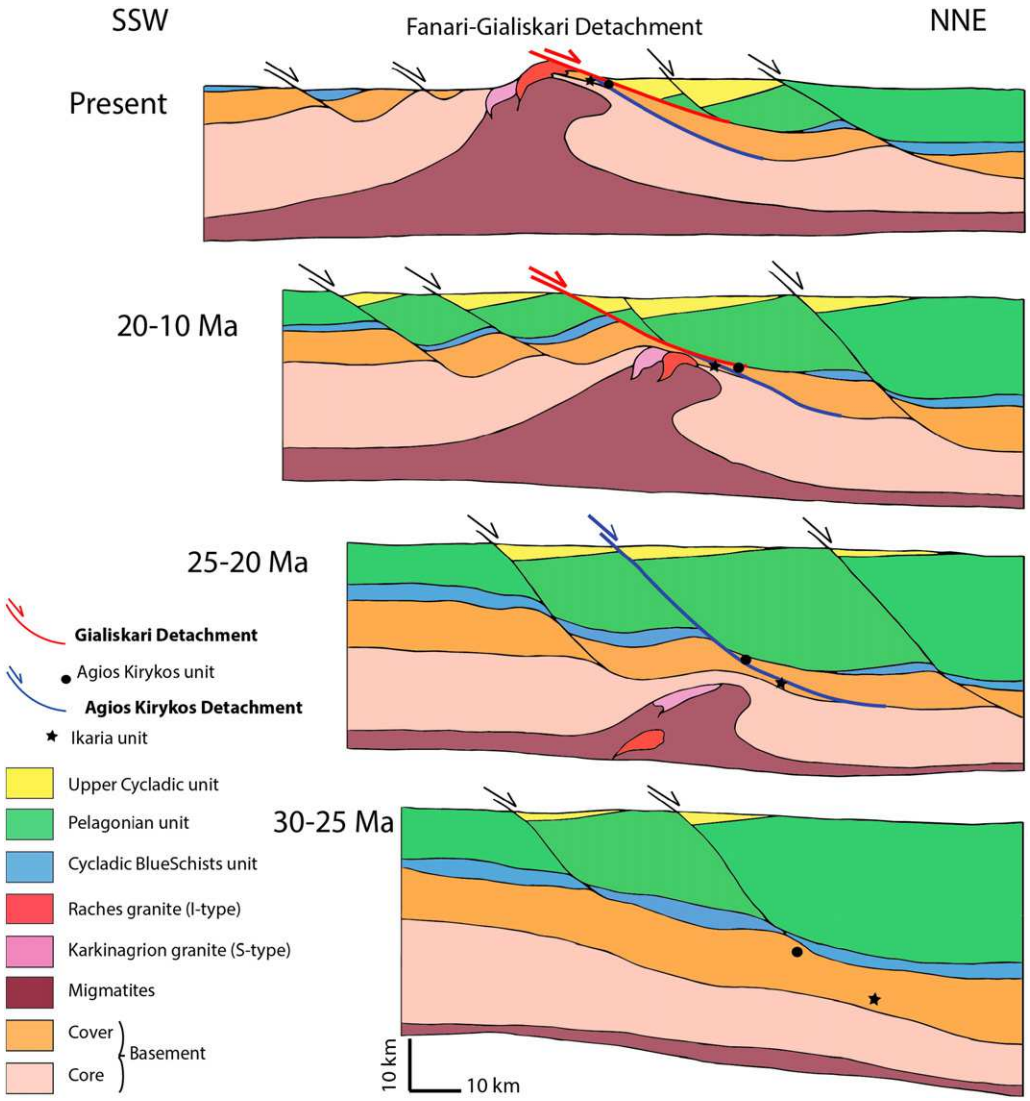


Fig. 16. Probable crustal scale scenario of the evolution of structures in Ikaria Island. See text for explanations.

Wijbrans and McDougall, 1986), while the development of this dome is estimated around 20–21 Ma by U/Pb dating on zircon from migmatitic samples (Keay et al., 2001; Martin et al., 2006). Initiation of top-to-the northeast ductile shear within the greenschist facies dome of Tinos was estimated at 30 Ma (Parra et al., 2002), while this dome and the Tinos Detachment are intruded by the pluton around 14–15 Ma (Avigad and Garfunkel, 1989; Brichau et al., 2007).

These observations show that intrusions emplaced while the MCC was already in an advanced stage of development and thus that the Cycladic plutons did not play a dominant role in the initiation of MCCs, as already proposed by Denèle et al. (2011). It appears that detachments instead controlled the emplacement of granites as described by Brown (1994), Brown and Solar (1998a), D'lemos et al. (1992) and Hutton and Reavy (1992). It thus seems that major inherited structures allow localizing extensional deformation in the crust during exhumation. The close association of plutons and detachments in the Cyclades then indicates that MCCs are preferential sites for pluton emplacement. Flow of partially molten crust toward the core of the dome induced by crustal-scale boudinage may explain this association (Augier et al., 2015; Gautier et al., 1993; Huet et al., 2011a, 2011b; Tirel et al., 2004).

On the other hand, plutons may help localizing shear zones. When the Raches and Karkinagrion granites intruded the Agios Kirykos Detachment, the motion jumped on a structurally higher position along the Gialiskari Detachment. The same scenario has been observed on other Cycladic islands. For examples, when the Tinos granite intruded the Tinos Detachment, the deformation migrated upward along the Livada Detachment (Brichau et al., 2007; Jolivet and Patriat, 1999). Or even, when the Mykonos granite intruded the Livada Detachment the deformation localized on a structurally higher position along the Mykonos Detachment (Denèle et al., 2011; Lecomte et al., 2010). The Meghalo Livadhi detachment cropping out on Serifos Island was also intruded by an I-type granodiorite, itself sheared by the upper Kavos Kiklopas and Agios Sostis detachments (Rabillard et al., 2015). Upward migration of the actively deformed zone is therefore a consequence of the intrusion that lifts up the ductile–brittle transition (Caggianelli et al., 2014; Jolivet and Patriat, 1999). This is consistent with several models suggesting that crystallizing plutons are capable of producing, at least locally, weak rheological heterogeneities where shear zones can nucleate along the contact with more resistant host rocks (Aoya et al., 2005; Caggianelli et al., 2014; Foster et al., 2001; Lister and Baldwin, 1993; Neves et al., 1996).

8. Conclusion

This contribution analyzes the interrelations between syntectonic intrusions and the development of metamorphic core complexes. An extensive field study of the structure of the Raches and Karkinagrion

granites in Ikaria was conducted, resulting in a new geological map that changes drastically from previous works in the area particularly in three key points: i) the Raches granite is an intrusive body within the Ikaria metamorphic dome although the contact appears intensely deformed and locally folded, ii) the Karkinagrion granite can now be considered as an *in-situ* two-mica granite closely associated with migmatites of the core of Ikaria MCC, and iii) the Gialiskari Detachment is a major, regional scale top-to-the north shear zone, part of the North Cycladic Detachment System, responsible for exhumation of the Ikaria MCC and the ascent of intrusions in its hanging-wall.

The emplacement of the Karkinagrion and Raches intrusions postdates the initiation of the Ikaria MCC. The exhumation of the metamorphic dome involved the Agios Kirykos Detachment during the first stages, before plutons intruded the detachment and deformation migrated upward. It is concluded that plutons do not nucleate the detachments, but instead detachments localize and control the ascent of plutons.

Acknowledgments

This study is a contribution of the ERC RHEOLITH project (ERC advanced grant no. 290864) and Labex VOLTAIRE. The authors are indebted to IGME and especially to Nikolas Carras and Adonis Photiades for their help. We are grateful to S. Janiec and J.G. Badin (ISTO) for the preparation of thin sections. Sergio Llana-Fúnez and an anonymous reviewer are thanked for their constructive reviews and suggestions that were helpful to prepare the final version.

References

Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 397–415. http://dx.doi.org/10.1007/s00410-002-0352-y.

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keller, J., Harre, W., Hohndorf, A., 1982. A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attic–Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). Geol. Jahrb. E 23, 97–164.

Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F., Swensson, E., 1991. Subduction and eduction of continental crust: major mechanisms during continent–continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. Terra Nova 3, 303–310.

Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 315, 125–138. http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2315-9.125.

Andriessen, P.A.M., Banga, G., Hebeda, E.H., 1987. Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. Geol. Mijnb. 66, 3–14.

Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Verdurnen, E.A., Verschure, R.H., 1979. Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol. 69, 215–225.

Aoya, M., Wallis, S.R., Terada, K., Lee, J., Kawakami, T., Wang, Y., Heizler, M., 2005. North–south extension in the Tibetan crust triggered by granite emplacement. Geology 33, 853–856.

Augier, R., Jolivet, L., Gadenne, L., Lahfid, A., Driussi, O., 2015. Exhumation kinematics of the Cycladic Blueschists unit and back-arc extension, insight from the Southern Cyclades (Sikinos and Folegandros Islands, Greece). Tectonics 34. http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003664.

Avigad, D., Garfunkel, Z., 1989. Low-angle faults above and below a blueschist belt—Tinos Island, Cyclades, Greece. Terra Nova 1, 182–187.

Baldwin, S.L., Lister, G.S., Hill, E., Foster, D.A., McDougall, I., 1993. Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of active metamorphic core complexes, D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. Tectonics 12, 611–628.

Baltatzis, E., Kostopoulos, D., Godelitsas, A., Zachariadis, P., Papanikolaou, D., 2009. Pliocene tourmaline rhyolite dykes from Ikaria Island in the Aegean back-arc region: geodynamic implications. Geodin. Acta 22, 189–199.

Beaudoin, A., Laurent, V., Augier, R., Jolivet, L., Lahfid, A., Arbaret, L., Rabillard, A., 2014. Geometry, thermal structure and kinematics of the metamorphic dome of Ikaria (eastern Cyclades, Greece): implication for Aegean tectonics. in: EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 12128.

Blake, M.C., Bonneau, M., Geyssant, J., Kienast, J.R., Lepvrier, C., Maluski, H., Papanikolaou, D., 1981. A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 247–254.

Bolhar, R., Ring, U., Allen, C.M., 2010. An integrated zircon geochronological and geochemical investigation into the Miocene plutonic evolution of the Cyclades, Aegean Sea, Greece: part 1: geochronology. Contrib. Mineral. Petrol. 160, 719–742.

Bonneau, M., 1984. Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 17, 517–527.

Bonneau, M., Kienast, J.R., 1982. Subduction, collision et schistes bleus; l'exemple de l'Egée (Grece). Bull. Soc. Geol. Fr. 7, 785–791.

Boronkay, K., Doutsos, T., 1994. Transpression and transtension within different structural levels in the central Aegean region. J. Struct. Geol. 16, 1555–1573.

Borradaile, G.J., Werner, T., 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. Tectonophysics 235, 223–248.

Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. Geology 20, 35–38.

Bozkurt, E., Satır, M., Buğdaycıoğlu, Ç., 2011. Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. J. Geodyn. 52, 406–431.

Brichau, S., Ring, U., Carter, A., Monié, P., Bolhar, R., Stockli, D., Brunel, M., 2007. Extensional faulting on Tinos Island, Aegean Sea, Greece: how many detachments? Tectonics 26, TC4009. http://dx.doi.org/10.1029/2006TC001969.

Bröcker, M., Enders, M., 2001. Unusual bulk-rock compositions in eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece): implications for U–Pb zircon geochronology. Chem. Geol. 175, 581–603.

Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. Earth Sci. Rev. 36, 83–130.

Brown, M., Solar, G.S., 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. J. Struct. Geol. 20, 211–227.

Buick, I.S., 1991. The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. J. Geol. Soc. 148, 93–103.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994. Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. C. R. Acad. Sci., Ser. IIa: Sci. Terre Planets 319, 1019–1032.

Caggianelli, A., Ranalli, G., Lavecchia, A., Liotta, D., Dini, A., 2014. Post-emplacement thermo-rheological history of a granite intrusion and surrounding rocks: the Monte Capanne pluton, Elba Island, Italy. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 394, 129–143.

Charles, N., Gumiaux, C., Augier, R., Chen, Y., Zhu, R., Lin, W., 2011. Metamorphic Core Complexes vs. synkinematic plutons in continental extension setting: insights from key structures (Shandong Province, eastern China). J. Asian Earth Sci. 40, 261–278.

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Mem. Geol. Soc. Am. 1–490.

D'lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. J. Geol. Soc. 149, 487–490.

Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology 7, 120–124.

Denèle, Y., Lecomte, E., Jolivet, L., Lacombe, O., Labrousse, L., Huet, B., Le Pourhiet, L., 2011. Granite intrusion in a metamorphic core complex: the example of the Mykonos laccolith (Cyclades, Greece). Tectonophysics 501, 52–70.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7, 1123–1139.

Duchene, S., Aissa, R., Vanderhaeghe, O., 2006. Pressure–temperature–time evolution of metamorphic rocks from Naxos (Cyclades, Greece): constraints from thermobarometry and Rb/Sr dating. Geodin. Acta 19, 301–321.

Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M., Seidel, E., 1978. The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Cloos, H., Roeder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides. I.U.G.S. Rep. 38, pp. 455–477

Faure, M., Bonneau, M., 1988. Données nouvelles sur l'extension néogène de l'Egée: la déformation ductile du granite miocène de Mykonos (Cyclades, Grèce). C. R. Acad. Sci., Ser. II: Mec., Phys., Chim., Sci. Terre Univers 307, 1553–1559.

Faure, M., Bonneau, M., Pons, J., 1991. Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegean (Greece). Bull. Soc. Geol. Fr. 5, 3–11.

Foster, D.A., Schafer, C., Fanning, C.M., Hyndman, D.W., 2001. Relationships between crustal partial melting, plutonism, orogeny and exhumation: Idaho–Bitterroot batholith. Tectonophysics 342, 313–350.

Gautier, P., Brun, J.P., 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). Geodin. Acta 7, 57–85.

Gautier, P., Brun, J.-P., Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). Tectonics 12, 1180–1194.

Grasemann, B., Petrakakis, K., 2007. Evolution of the Serifos metamorphic core complex. Inside the Aegean Core Complexes. In: Lister, G., Foster, M. (Eds.), Inside the Aegean Core Complexes. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition.

Grasemann, B., Schneider, D.A., Stockli, D.F., Iglseder, C., 2012. Miocene bivergent crustal extension in the Aegean: evidence from the western Cyclades (Greece). Lithosphere L164-1.

Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende; an empirical igneous geobarometer. Am. Mineral. 71, 1297–1313.

Hill, R.I., Campbell, I.H., Davies, G.F., Griffiths, R.W., 1992. Mantle plumes and continental tectonics. Science 256, 186–193.

Huet, B., Labrousse, L., Jolivet, L., 2009. Thrust or detachment? Exhumation processes in the Aegean: insight from a field study on Ios (Cyclades, Greece). Tectonics 28, TC3007. http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002397.

Huet, B., Le Pourhiet, L., Labrousse, L., Burov, E., Jolivet, L., 2011a. Formation of metamorphic core complex in inherited wedges: a thermomechanical modelling study. Earth Planet. Sci. Lett. 309, 249–257.

Huet, B., Le Pourhiet, L., Labrousse, L., Burov, E., Jolivet, L., 2011b. Post-orogenic extension and metamorphic core complexes in a heterogeneous crust: the role of crustal layering inherited from collision. Application to the Cyclades (Aegean domain). Geophys. J. Int. 184, 611–625.

Hutton, D.H.W., Reavy, R.J., 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. Tectonics 11, 960–967.

Jansen, J.B.H., 1973. Geological Map of Naxos (1/50 000). Nation. Inst. Geol. Mining Res, Athens.

Jolivet, L., Brun, J.-P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. Int. J. Earth Sci. 99, 109–138.

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. Tectonics 19, 1095–1106.
Jolivet, L., Patriat, M., 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 156, 427–456.
Jolivet, L., Daniel, J.M., Truffert, C., Goffé, B., 1994. Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. Lithos 33, 3–30.
Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., Hébert, R., Philippot, P., others, 2004a. Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea Case, in Whitney DL, Teyssier C. and Siddoway CS, Gneiss domes in orogeny: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 380, 185–210.
Jolivet, L., Rimmelé, G., Oberhänsli, R., Goffé, B., Candan, O., 2004b. Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian nappes and the Menderes massif. Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. Fr. 175, 217–238.
Jolivet, L., Lecomte, E., Huet, B., Denèle, Y., Lacombe, O., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Mehl, C., 2010. The North Cycladic Detachment System. Earth Planet. Sci. Lett. 289, 87–104.
Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., others, 2013. Aegean tectonics: strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics 597, 1–33.
Keay, S., 1998. The Geological Evolution of the Cyclades, Greece: Constraints From SHRIMP U–Pb Geochronology. (Ph.D. thesis), Australian National University, Canberra (337 pp.).
Keay, S., Lister, G., Buick, I., 2001. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. Tectonophysics 342, 275–312.
Kokkalas, S., Aydin, A., 2013. Is there a link between faulting and magmatism in the south-central Aegean Sea? Geol. Mag. 150, 193–224.
Kumerics, C., Ring, U., Brichau, S., Glodny, J., Monié, P., 2005. The extensional Messaria shear zone and associated brittle detachment faults, Aegean Sea, Greece. J. Geol. Soc. 162, 701–721.
Labrousse, L., Jolivet, L., Agard, P., Hébert, R., Andersen, T.B., 2002. Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP province of western Norway. Terra Nova 14, 263–270.
Launeau, P., Robin, P.-Y.F., 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses implementation and applications. J. Struct. Geol. 27, 2223–2233.
Launeau, P., Archanjo, C.J., Picard, D., Arbaret, L., Robin, P.-Y., 2010. Two- and three-dimensional shape fabric analysis by the intercept method in grey levels. Tectonophysics 492, 230–239.
Le Pichon, X., Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. Philos. Trans. R. Soc. Lond. A 300, 357–372.
Lecomte, E., Jolivet, L., Lacombe, O., Denèle, Y., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., 2010. Geometry and kinematics of a low-angle normal fault on Mykonos island (Cyclades, Greece): evidence for slip at shallow dip. Tectonics 29, TC5012. http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002564.
Lee, J., Lister, G.S., 1992. Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. Geology 20, 121–124.
Liati, A., Skarpelis, N., Pe-Piper, G., 2009. Late Miocene magmatic activity in the Attic–Cycladic Belt of the Aegean (Lavrion, SE Attica, Greece): implications for the geodynamic evolution and timing of ore deposition. Geol. Mag. 146, 732–742.
Lister, G.S., Baldwin, S.L., 1993. Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. Geology 21, 607–610.
Lister, G.S., Banga, G., Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology 12, 221–225.
Martin, L., 2004. Signification des âges U–Pb sur zircon dans l'histoire métamorphique de Naxos et Ikaria (Cyclades, Grèce). (Phd thesis), Université Henri Poincaré, Nancy I (288 pp.).
Martin, L., Duchêne, S., Deloule, E., Vanderhaeghe, O., 2006. The isotopic composition of zircon and garnet: a record of the metamorphic history of Naxos, Greece. Lithos 87, 174–192.
Martin, L., Ballevre, M., Boulvais, P., Halfpenny, A., Vanderhaeghe, O., Duchêne, S., Deloule, E., 2011. Garnet re-equilibration by coupled dissolution–reprecipitation: evidence from textural, major element and oxygen isotope zoning of "cloudy" garnet. J. Metamorph. Geol. 29, 213–231.
Nédélec, A., Bouchez, J.-L., 2011. Pétrologie des granites: structure, cadre écologique. Vuibert.
Neves, S.P., Vauchez, A., Archanjo, C.J., 1996. Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. Tectonophysics 262, 349–364.
Papanikolaou, D.J., 1978. Contribution to the geology of Ikaria Island, Aegean Sea. Ann. Géol. Pays Hellén. 29, 1–28.
Parra, T., Vidal, O., Jolivet, L., 2002. Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chlorite–mica local equilibria. Lithos 63, 41–66.
Pe-Piper, G., Piper, D.J., Matarangas, D., 2002. Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. Lithos 60, 47–66.
Photiades, A.D., 2002. The ophiolitic molasse unit of Ikaria Island (Greece). Turk. J. Earth Sci. 11, 27–38.
Photiades, A., Keay, S., 2003. Geological and geochronological data for Sikinos and Folegandros metamorphic units (Cyclades, Greece): their tectono-stratigraphic significance. Bull. Geol. Soc. Greece 35, 35–45.
Rabillard, A., Arbaret, L., Jolivet, L., Le Breton, N., Gumiaux, C., Augier, R., Grasemann, B., 2015. Interactions between plutonism and detachments during Metamorphic Core Complex formation, Serifos Island (Cyclades, Greece). Tectonics (accepted for publication).
Ring, U., 2007. The Geology of Ikaria Island: the Messaria extensional shear zone, granites and the exotic Ikaria nappe: inside the Aegean Metamorphic Core Complexes. In: Gordon Lister, M.F., Ring, U. (Eds.), Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition 27. http://dx.doi.org/10.3809/jvirtex.2007.00171 (paper 3).
Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral. Petrol. 110, 304–310.
Seward, D., Vanderhaeghe, O., Siebenaller, L., Thomson, S., Hibsch, C., Zingg, A., Holzner, P., Ring, U., Duchêne, S., 2009. Cenozoic tectonic evolution of Naxos Island through a multi-faceted approach of fission-track analysis. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 321, 179–196.
Stouraiti, C., Mitropoulos, P., Tarney, J., Barreiro, B., McGrath, A.M., Baltatzis, E., 2010. Geochemistry and petrogenesis of late Miocene granitoids, Cyclades, southern Aegean: nature of source components. Lithos 114, 337–352.
Tirel, C., Brun, J.-P., Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 380, 67–78.
Tomaschek, F., Kennedy, A.K., Villa, I.M., Lagos, M., Ballhaus, C., 2003. Zircons from Syros, Cyclades, Greece recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. J. Petrol. 44, 1977–2002.
Trotet, F., Vidal, O., Jolivet, L., 2001. Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece): new constraints on the PT paths. Eur. J. Mineral. 13, 901–902.
Turrillot, P., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., Augier, R., 2011. Pluton-dyke relationships in a Variscan granitic complex from AMS and gravity modelling. Inception of the extensional tectonics in the South Armorican Domain (France). J. Struct. Geol. 33, 1681–1698.
Urai, J.L., Schuiling, R.D., Jansen, J.B.H., 1991. Alpine deformation on Naxos (Greece). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 54, 509–522.
Vandenberg, L.C., Lister, G.S., 1996. Structural analysis of basement tectonites from the Aegean metamorphic core complex of Ios, Cyclades, Greece. J. Struct. Geol. 18, 1437–1454.
Vanderhaeghe, O., 2004. Structural development of the Naxos migmatite dome. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 380, 211–227.
Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Vis. Geosci. 5, 1–23.
Weidmann, M., Solounias, N., Drake, R.E., Curtis, G.H., 1984. Neogene stratigraphy of the eastern basin, Samos island, Greece. Geobios 17, 477–490.
Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648.
Wijbrans, J.R., McDougall, I., 1986. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. Contrib. Mineral. Petrol. 93, 187–194.

2.3 Gradient d'intensité de la déformation dans le granite de Karkinagrion, observations aux échelles de l'affleurement et de l'échantillon

Cette section focalise le travail d'étude de la déformation effectuée sur le terrain sur le granite de Karkinagrion qui a été échantillonné en raison de la présence de mica blanc, phase minérale principalement ciblée pour ce travail de thèse (Fig. 8). Les cartes des marqueurs de la déformation et de l'intensité de la déformation (respectivement Figs. 2 et 10 de l'article 2) montrent une continuité de structures entre les granites de Karkinagrion et de Raches, suggérant qu'ils partagent en grande partie la même histoire de déformation/exhumation finale. Le gradient d'intensité de la déformation, assez homogène à l'échelle du granite, s'étudie donc assez bien à travers une coupe SSW-NNE partant du village de Karkinagri au sud vers la ville de Raches au centre du complexe (Fig. 8).

Les facies les moins déformés du granite de Karkinagrion, vers le village de Karkinagri, se trouvent dans les zones caractérisées par le grade 1 pour le granite de Raches (Fig. 10 de l'article 2). Une orientation préférentielle des cristaux n'est pas toujours remarquable, laissant le volume de roche en apparence isotrope. Cependant, certains affleurements montrent une orientation peu claire des cristaux de biotite, indiquant une foliation d'orientation moyenne E-W à pendage sud. L'échantillon KAR05, qui sera considéré comme le protolithe exempt de déformation significative, est un parfait exemple de ce facies (Fig. 9a).

En montant dans le versant sud d'Ikaria, en amont du village de Karkinagri, la foliation à fort pendage vers le sud devient très claire. Les roches sont caractérisées par un niveau de déformation de grade 1 à 2 pour le granite de Raches (Fig. 10 de l'article 2) et présentent une foliation claire. Certains facies qui peuvent être qualifiés de protomylonites, dont l'échantillon KAR07, montrent des bandes de cisaillement peu visibles, relativement diffuses, entre lesquelles la foliation est sigmoïdale (Fig. 9b). Ces facies n'ont pas été datés en raison de leur état d'altération. Arrivé dans le versant nord de Raches, la déformation des roches est caractérisée par le grade 4 pour le granite de Raches (Fig. 10 de l'article 2). La foliation à pendage sud structurant la morphologie du versant sud est alors perdue à la faveur d'une foliation mylonitique à pendage faible vers le nord, structurant la morphologie de ce côté de l'île en une pseudo-plaine descendant doucement vers la mer. Les facies typiques sont des mylonites S-C, dans laquelle la foliation

subhorizontale est bien définie et sigmoïdale entre des bandes de cisaillement anastomosées très localisées, à pendage faible vers le nord, caractérisées par une diminution apparente de la taille du grain.

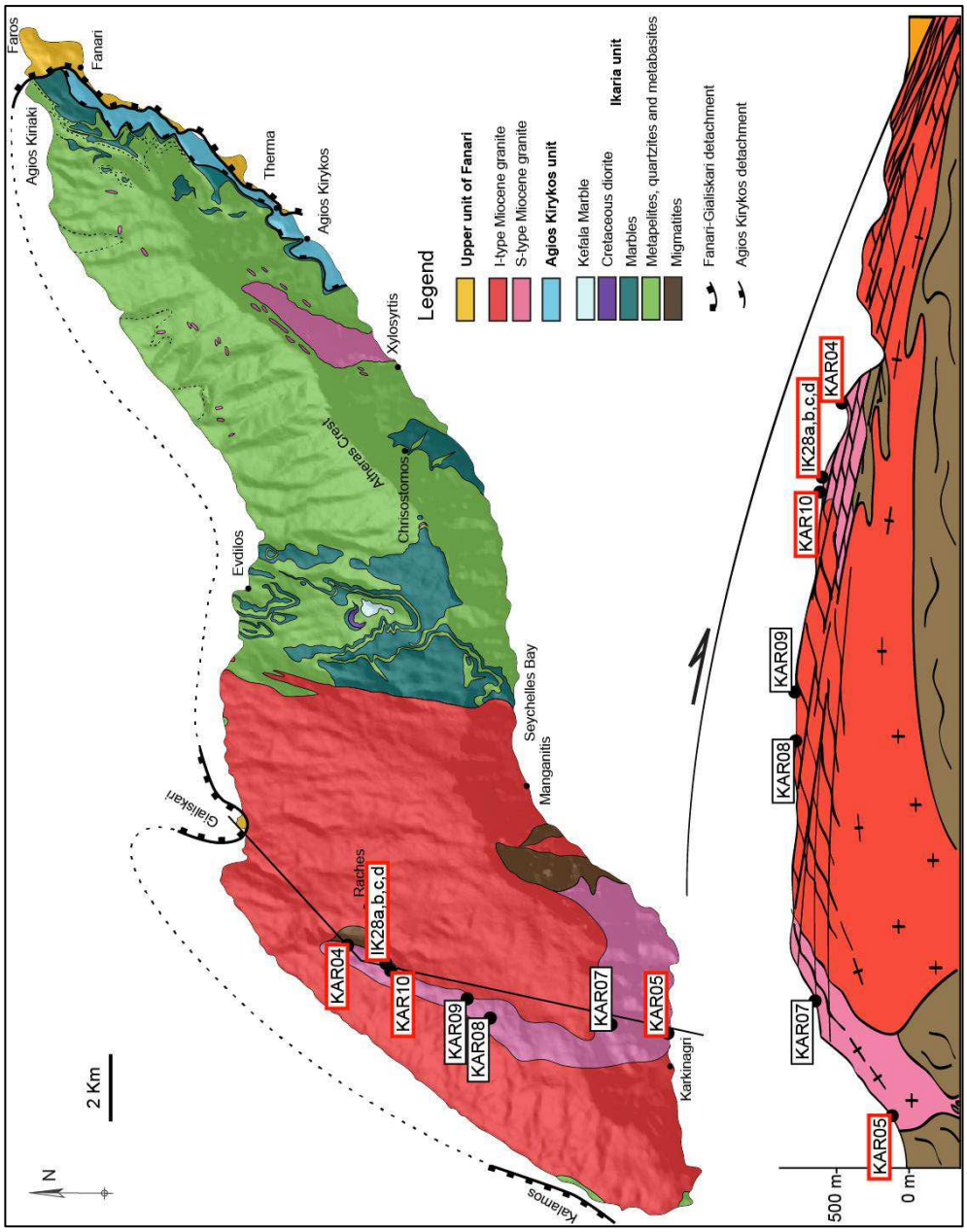


Figure 8 : Carte et coupe géologiques de l'île d'Ikaria et position géographiques des échantillons prélevés. *Les échantillons entourés de rouge ont été sélectionnés pour les datations.*

L'espacement entre les bandes de cisaillement est comprise entre 5 et 10 mm, comme pour

l'échantillon KAR10 (Fig. 9c), ou 2 et 5 mm, comme pour l'échantillon KAR04 (Fig. 9d) qui apparait plus déformé. L'angle entre les bandes de cisaillement et la foliation est généralement assez bien défini autour de 30°.

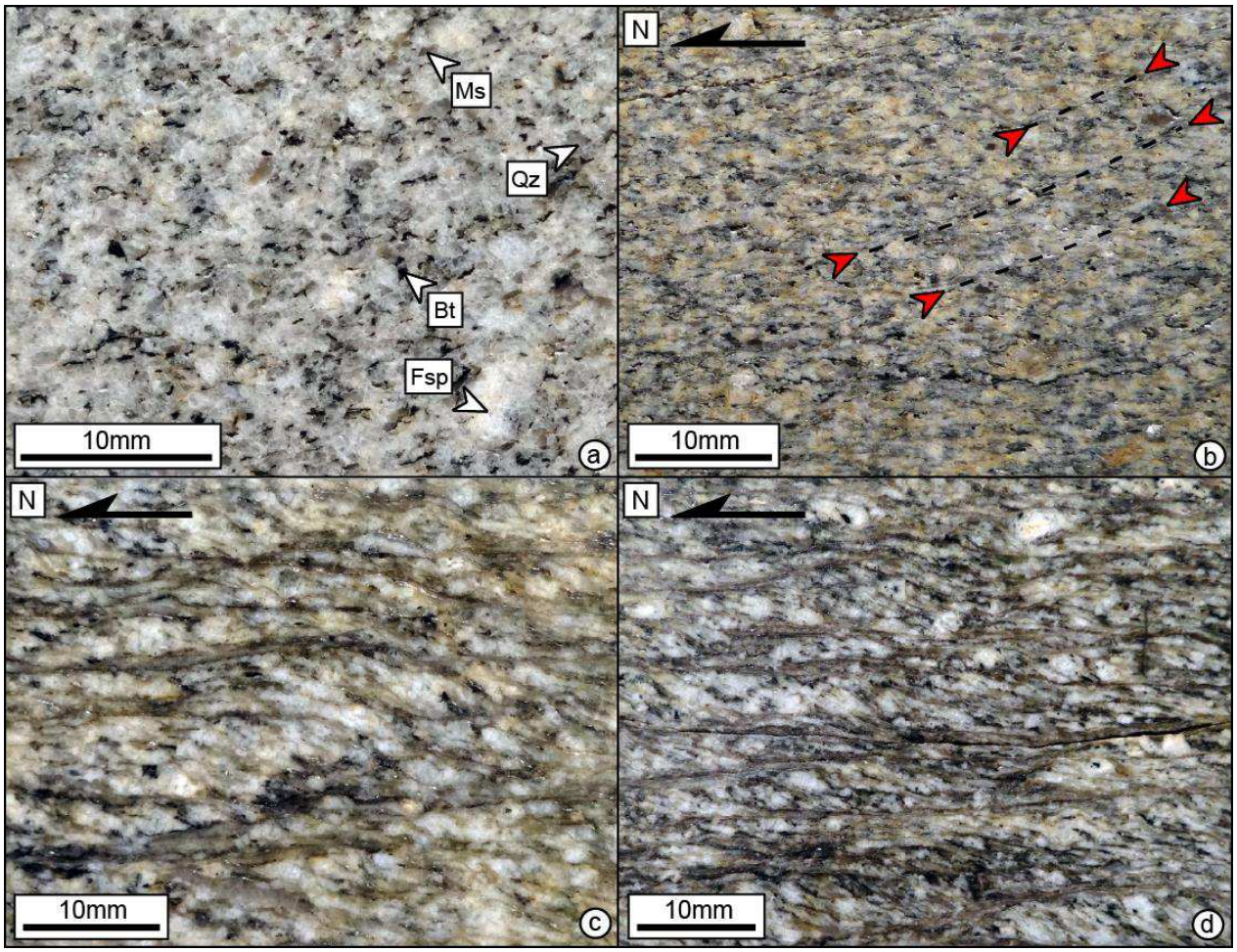


Figure 9 : Photographies d'échantillons montrant le gradient d'intensité de la déformation dans le granite de Karkinagrion. *Les tranches ont été découpées dans le plan XZ de la déformation. a) Quasi-isotropie dans l'échantillon KAR05. A noter l'orientation des cristaux de biotite du coin bas-gauche vers le coin haut-droit. b) Volume folié dans l'échantillon KAR07. A noter les bandes de cisaillement indiquées par les flèches rouges, très pénétratives. c) Mylonite S-C ; Echantillon KAR10. d) Mylonite S-C ; Echantillon KAR04.*

Le granite n'affleure pas jusqu'au détachement, laissant les échantillons prélevés cantonnés au grade 4 sur la carte de la déformation du granite de Raches (Fig. 10 de l'article 2). Les facies les plus déformés, IK28a, b, c, n'ont pas été trouvés au plus haut de la structure mais vers la position structurale de l'échantillon KAR10. La déformation y est concentrée dans des niveaux d'une épaisseur comprise entre 1 et 10 mm, subparallèles aux bandes de cisaillement, mais les recoupant

(Fig. 10a et 10b). La roche encaissante est caractérisée par une déformation particulièrement intense, marquée par un aplatissement fort, un angle entre les bandes de cisaillement et la foliation inférieur à 30°, et une forte densité de bande de cisaillement (Fig. 10b). Les niveaux fins sont caractérisés par une couleur noire, marron ou grise, une quantité très faible d'éléments grossiers, et une taille de grain ultrafine ne présentant pas de gradation avec les épontes de la roche encaissante, qui sont franches et droites (Fig. 10a, 10b, 10c et 10d). Ces niveaux sont souvent associés à des veines d'injection perpendiculaires, caractéristiques des pseudotachylites (Fig. 10c et 10d). La formation de ces veines semble postérieure à la déformation de la roche encaissante car elles recoupent les fabriques liées à cette déformation. La continuité entre les veines d'injection et les veines principales est assurée sur certains échantillons (Fig. 10c) alors que d'autres sont caractérisés par une déformation ductile qui se surimpose dans la veine principale (Fig. 10b et 10d). Il réside une ambiguïté sur la nature de certaines de ces bandes. Si les structures présentées ci-dessus attestent de l'existence de pseudotachylites, certaines bandes sont loin de la couleur noire classique, et montrent un aspect plus proche d'une ultracataclasite ou d'une ultramylonite. Dans tous les cas, la proche association de ces structures montre un lien de parenté évident avec les pseudotachylites.

Les incréments cassants de la déformation enregistrés sur cet affleurement sont parfois caractérisés également par un broyage sans trace de pseudotachylite, aboutissant à la formation de cataclasites comme pour l'échantillon IK28d (Fig. 10e et 10f). Ces cataclasites présentent une quantité importante de fragments de la roche encaissante, anguleux, de toutes tailles, et montrant l'évidence d'une rotation rigide pendant la cataclase (Fig. 10f).

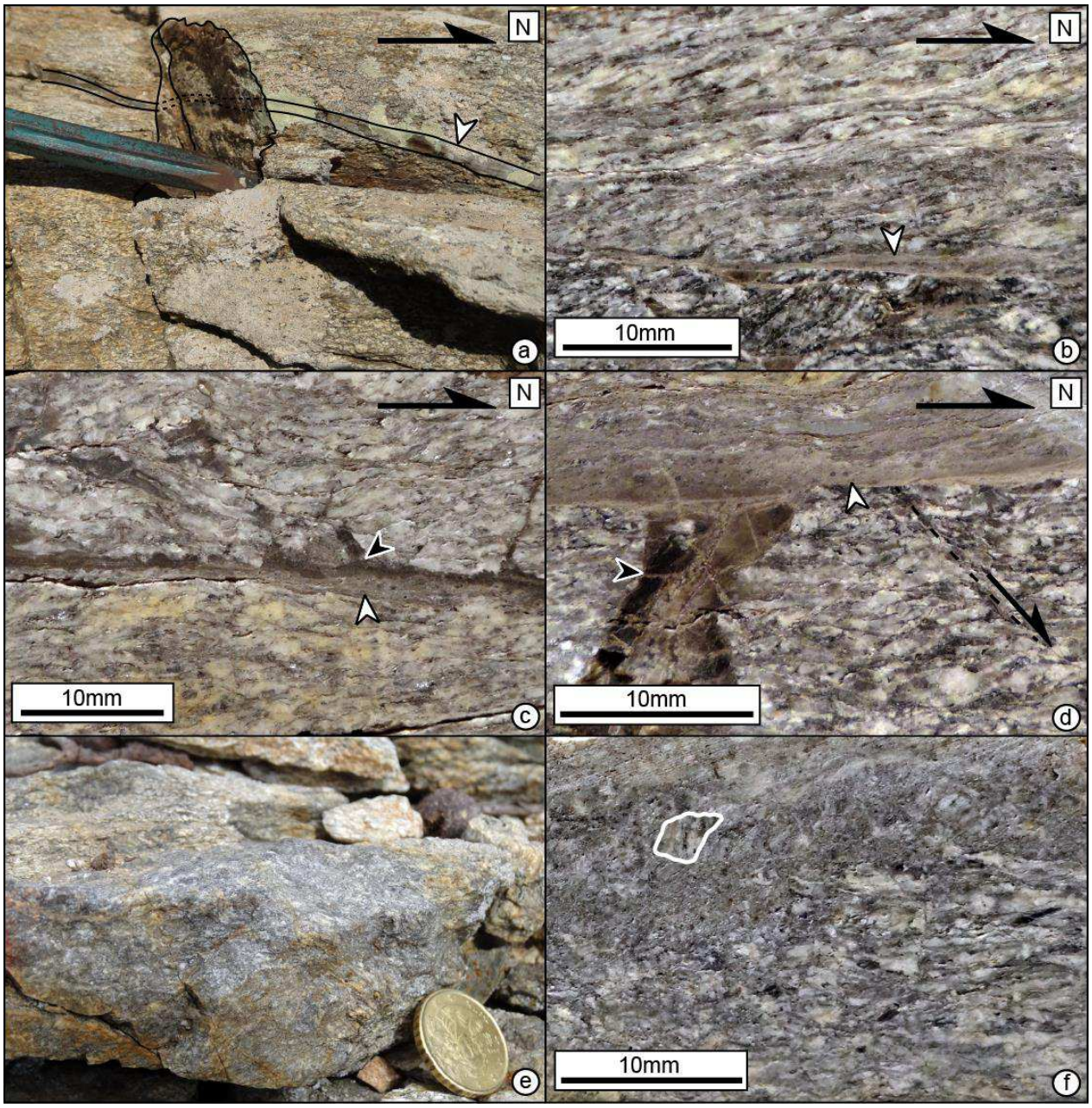


Figure 10 : Photographies d'affleurement et d'échantillons montrant les faciès les plus déformés à pseudotachylites et cataclasite. *a) Pseudotachylite subparallèle aux bandes de cisaillement. b) Déformation intense de la roche encaissante. La flèche indique un niveau de pseudotachylite retravaillé ductilement ; Echantillon Ik28a. c) Veine de faille principale, horizontale (flèche blanche), et veines d'injections sub-perpendiculaires (flèche noire) d'une pseudotachylite ; Echantillon Ik28b. d) Recoupements entre la fabrique de la roche encaissante et la veine d'injection (flèche noire) et entre la veine d'injection et la déformation ductile se surimposant dans la veine principale (flèche blanche) ; Echantillon Ik28c. e) Cataclasites observées sur le terrain. f) Détail avec en bas la roche encaissante mylonitisée, en haut, la cataclasite. Est entouré un fragment grossier de la roche encaissante ayant une foliation verticale due à la rotation rigide du fragment ; Echantillon Ik28d.*

2.4 Evolution des micro-textures et microstructures avec l'intensité de la déformation dans le granite de Karkinagrion, observations à l'échelle de la lame mince

2.4.1 Echantillons caractérisés par une déformation purement ductile

2.4.1.1 Protolithe KAR05

L'échantillon KAR05 est constitué principalement de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et de mica blanc formant la paragenèse magmatique (Fig. 11). Le plagioclase se présente sous forme de cristaux automorphes, d'une centaine de microns à pluri-millimétriques, montrant parfois une zonation dont le cœur est altéré en petits cristaux de mica blanc. Le feldspath potassique montre des cristaux automorphes d'une centaine de microns jusqu'à des porphyroclastes centimétriques comprenant des inclusions de toute les autres phases minérales. La biotite et le mica blanc sont généralement caractérisées par des cristaux d'une centaine de microns à millimétriques, automorphes et isolés pour les micas blanc, et sub-automorphes à automorphes et formant des agrégats pour la biotite. Les cristaux de biotite sont régulièrement présents en inclusion dans les micas blancs. Les cristaux de quartz sont généralement plus petits que ceux du plagioclase et du feldspath potassique, sub-automorphes dans la matrice et automorphes en inclusions dans le feldspath potassique.

Cet échantillon ne montre pas de trace évidente de déformation mis à part une extinction ondulante du quartz. On notera cependant que les cristaux de biotite sont parfois organisés en fines trainées parallèles les unes aux autres, sans associations ou prolongements particuliers à de microfissures ou trainées d'inclusions fluides (Fig. 11).

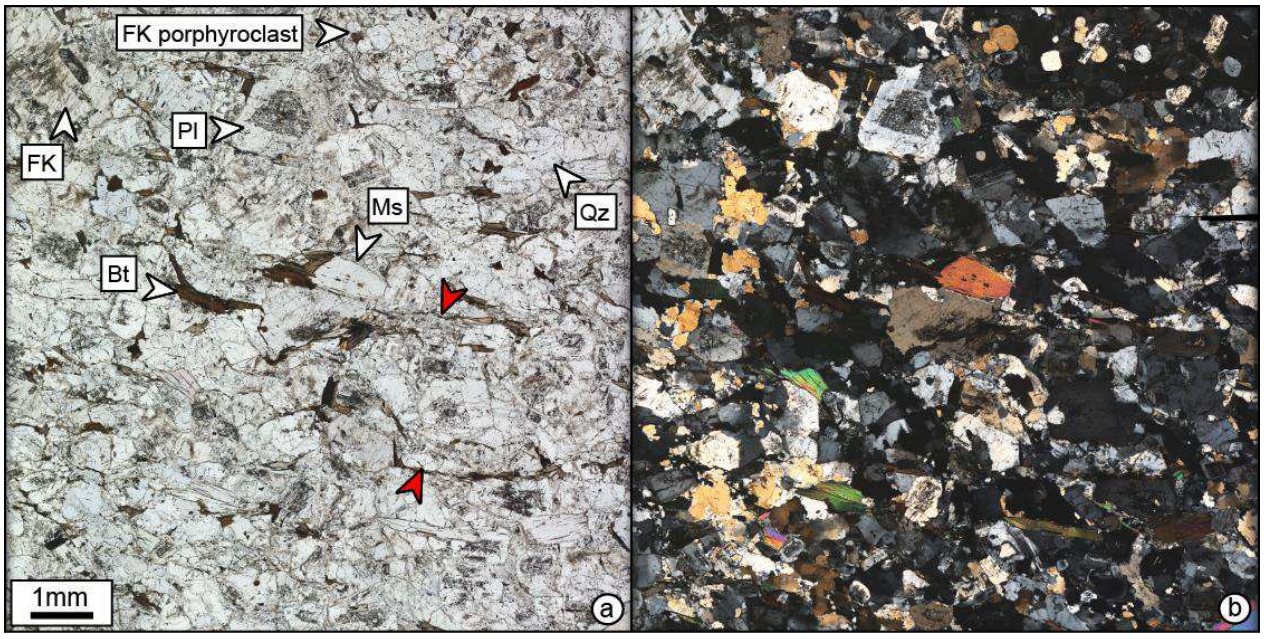


Figure 11 : Observations microscopiques du protolithe KAR05. *a) Lumière transmise polarisée non analysée (LPNA) et b) lumière transmise polarisée et analysée (LPA). Les flèches rouges indiquent des trainées de biotite parallèles les unes aux autres. A noter les inclusions de biotite dans le cristal de mica blanc indiqué par la flèche blanche.*

2.4.1.2 Protomylonite KAR07

L'échantillon KAR07 montre l'évidence d'une déformation notamment à travers une interconnexion de cristaux recristallisés de biotite et de mica blanc soulignant le développement avancé d'une foliation et de bandes de cisaillement très pénétratives (Fig. 12a). La foliation est également soulignée par un étirement et un boudinage des rubans quartzo-feldspathiques entre les niveaux de micas. Les cristaux de feldspath potassique et de plagioclase montrent peu de trace de recristallisation dynamique ou de fractures. L'étirement est plutôt accommodé par la recristallisation dynamique du quartz qui montre des caractéristiques du régime 3 de Hirth et Tullis (1992) comme un contour lobé des joints de grains formés par leur migration (Fig. 12b et 12c). Ces structures dessinent une orientation préférentielle de forme compatible avec un cisaillement top-N. Les clastes de micas sont orientés parallèlement à la foliation. Le cisaillement est concentré dans des niveaux à micas finement cristallisés, à la bordure de ces clastes, formant de classiques « mica-fishes » compatibles avec un cisaillement top-N. Les queues recristallisées de ces mica-fishes sont de la même nature que les clastes. Les queues des micas blancs sont cependant parfois caractérisées par la cristallisation de biotite (Fig. 12d).

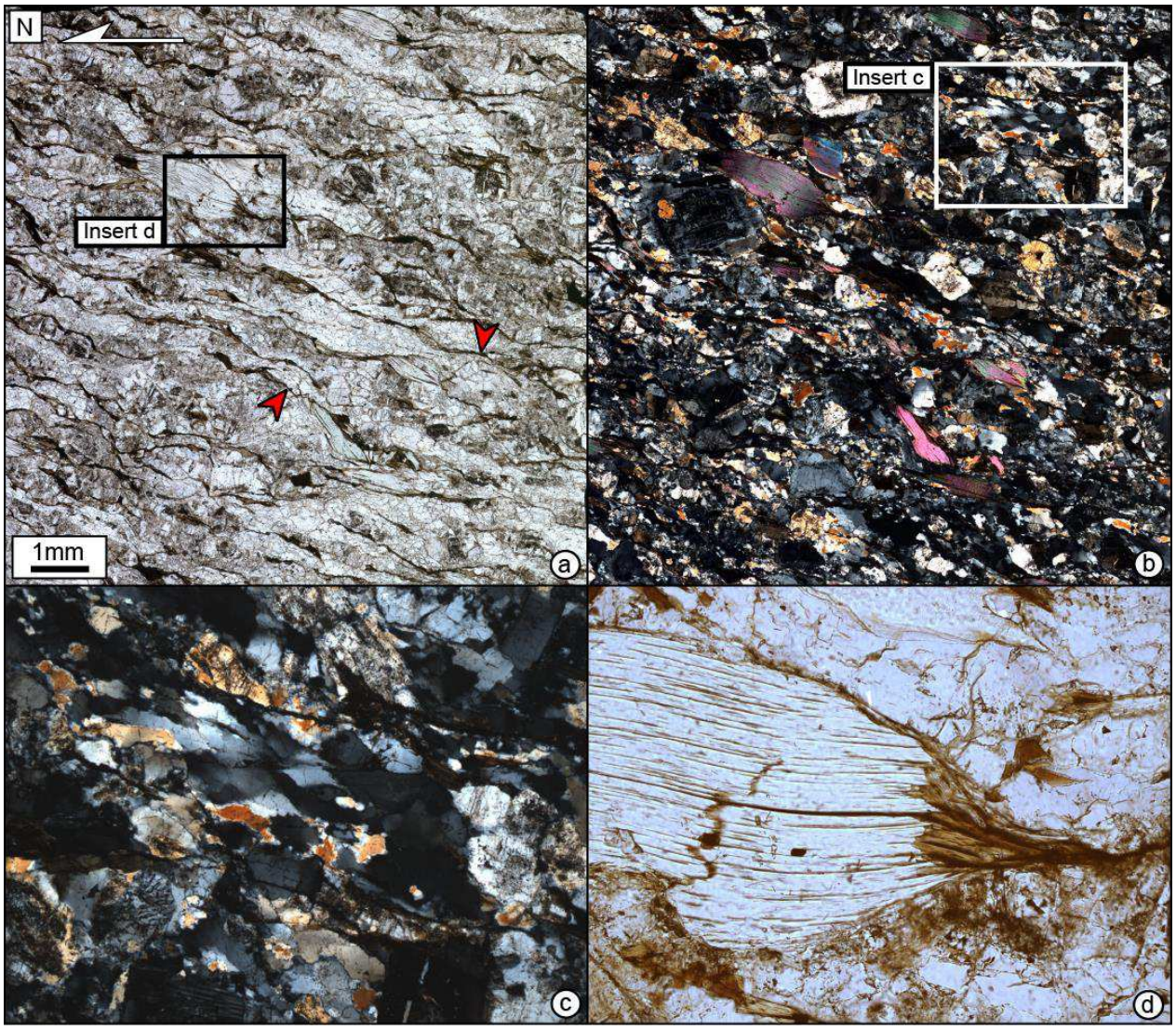


Figure 12 : Observations microscopiques de la protomylonite KAR07. *(a) LPNA et (b) LPA. Les flèches rouges (a) indiquent l'interconnexion des micas. La foliation (haut gauche vers bas droit) est soulignée par l'alignement de ces micas et l'étirement des rubans quartzo-feldspathiques. Le cisaillement (horizontal) est souligné par l'alignement de fins micas aux extrémités des mica-fishes. c) Recristallisation dynamique du quartz par migration des joints de grains. d) Biotite en recristallisation dans une queue d'un mica-fish de mica blanc.*

2.4.1.3 Mylonite KAR10

L'échantillon KAR10 est constitué de deux fabriques distinctes. La première est caractérisée par une foliation bien marquée par un alignement des micas semblable à celui de la protomylonite, mais un étirement plus intense des rubans quartzo-feldspathiques comportant cependant des porphyroclastes peu déformés. Les micas comprennent encore le mica blanc et la

biotite, cette dernière étant parfois associée à la cristallisation de chlorite. Ils forment des mica-fishes dont les extrémités se parallélisent à la foliation, marquée par une recristallisation claire des micas (Fig. 13a). L'étirement dans les niveaux de quartz est accommodé par la recristallisation dynamique par migration des joints de grains, comme observé dans la protomylonite (Fig. 13b). Les feldspaths, et notamment le plagioclase, sont parcourus de fractures s'ouvrant dans la même direction que l'étirement et remplies par du quartz, de la biotite, ou de la chlorite. Ces fractures sont restreintes à un cristal et ne se prolongent pas dans les autres cristaux adjacents (Fig. 13c). Les niveaux à feldspaths montrent une réduction de la taille du grain associée à des structures typiques de désagrègement du plagioclase accommodé par un remplissage des joints dilatants et des points triples par du feldspath potassique (Fig. 13d). Une autre façon de réduire la taille du grain pour le plagioclase se fait par la formation de myrmékites (Fig. 13e), aboutissant à des agrégats fins de quartz et plagioclase avec une déformation avancée.

La seconde fabrique est caractérisée par des bandes de cisaillement épaisses (1 à 2 mm), associées à une réduction de la taille du grain conséquente (< 60 microns), qui concentre la déformation (Fig. 13f et 14). Cette réduction en ce qui concerne le quartz seul est la conséquence du changement du mécanisme de déformation vers un processus de rotation des sous-grains, régime 2 de l'échelle de Hirth et Tullis (1992) (Fig. 13f). Ces cristaux forment des rubans allongés dans les bandes de cisaillement et alternent avec des bandes constituées de micas finement recristallisés. Ces bandes sont longues et forment des interconnexions continues dans les bandes de cisaillement. Elles peuvent être composées de biotite et de chlorite (Fig. 13f) mais plus généralement de mica blanc (Fig. 14c).

Les structures en mica-fish sont généralement restreintes au mica blanc dans les bandes de cisaillement, alors que la taille de grain pour la biotite est largement plus réduite. Les dernières microstructures caractéristiques des bandes de cisaillement sont des agrégats formés par plusieurs minéraux. Cela concerne des agrégats de plagioclase et de feldspath potassique déjà rencontrés dans la foliation, qui sont ici caractérisés par un mélange plus efficace (Fig. 14d). Ce type d'agrégats se fait plus rare dans les bandes de cisaillement au profit de la formation d'autres agrégats pouvant être constitués de toutes les phases minérales présentes dans la roche (Fig. 14d). Les différents types d'agrégats dans les bandes de cisaillement sont tous caractérisés par des tailles de grains significativement diminuées par rapport à celles observées dans la foliation.

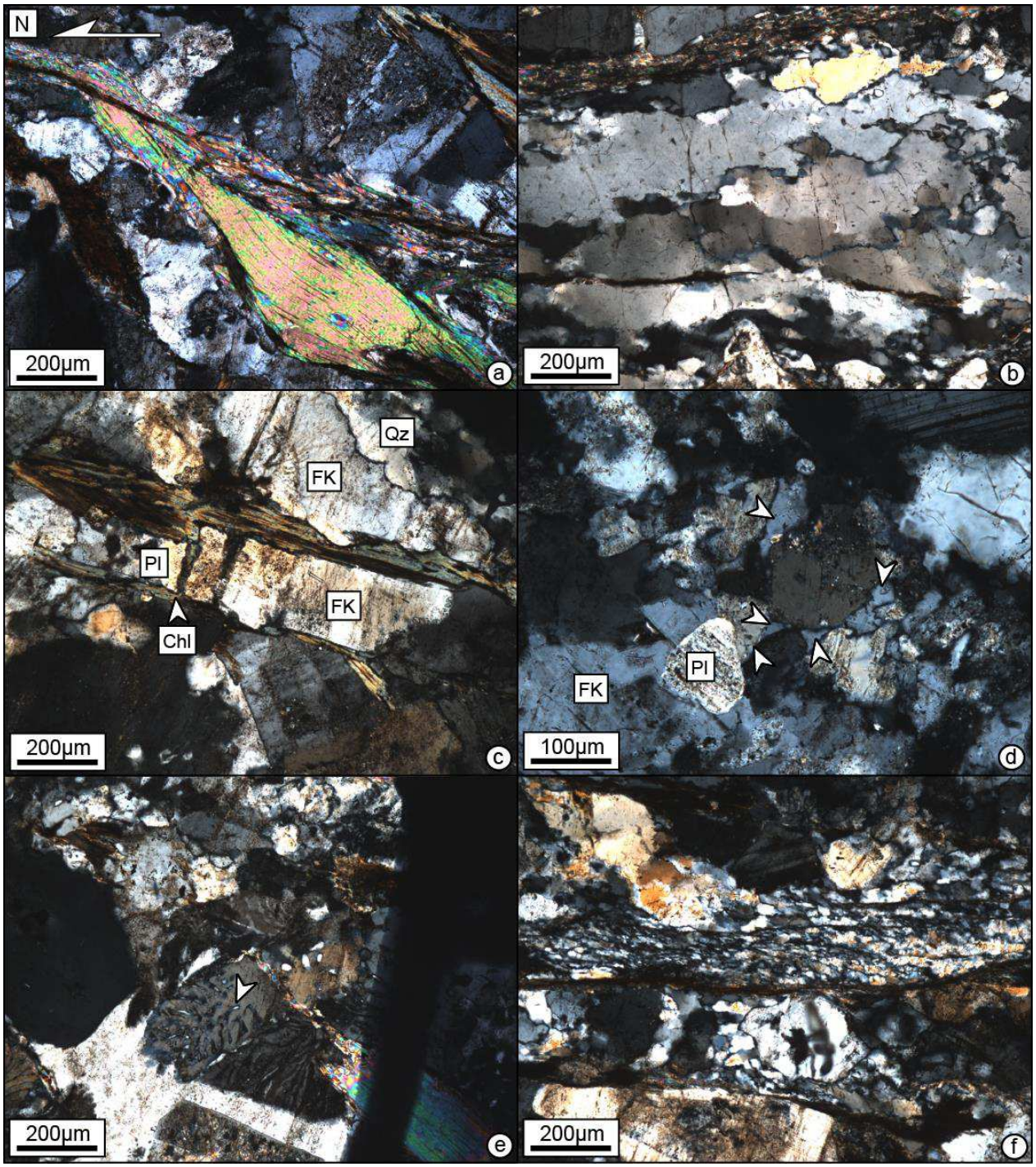


Figure 13 : Eléments de déformation observés en LPA dans la mylonite KAR10. *a) Foliation marquée par une recristallisation du mica blanc. b) Migration des joints de grains dans le quartz de la foliation. c) Fractures à chlorite dans le plagioclase. A noter les bordures en lobes entre le quartz et le feldspath potassique indiquant une migration des joints des grains en haut à droite. d) Présence de feldspath potassique aux joints de grains de plagioclase. e) Myrmékites à quartz dans le plagioclase. f) Structures indiquant un mécanisme de rotation des sous-grains dans un ruban de quartz situé dans une bande de cisaillement.*

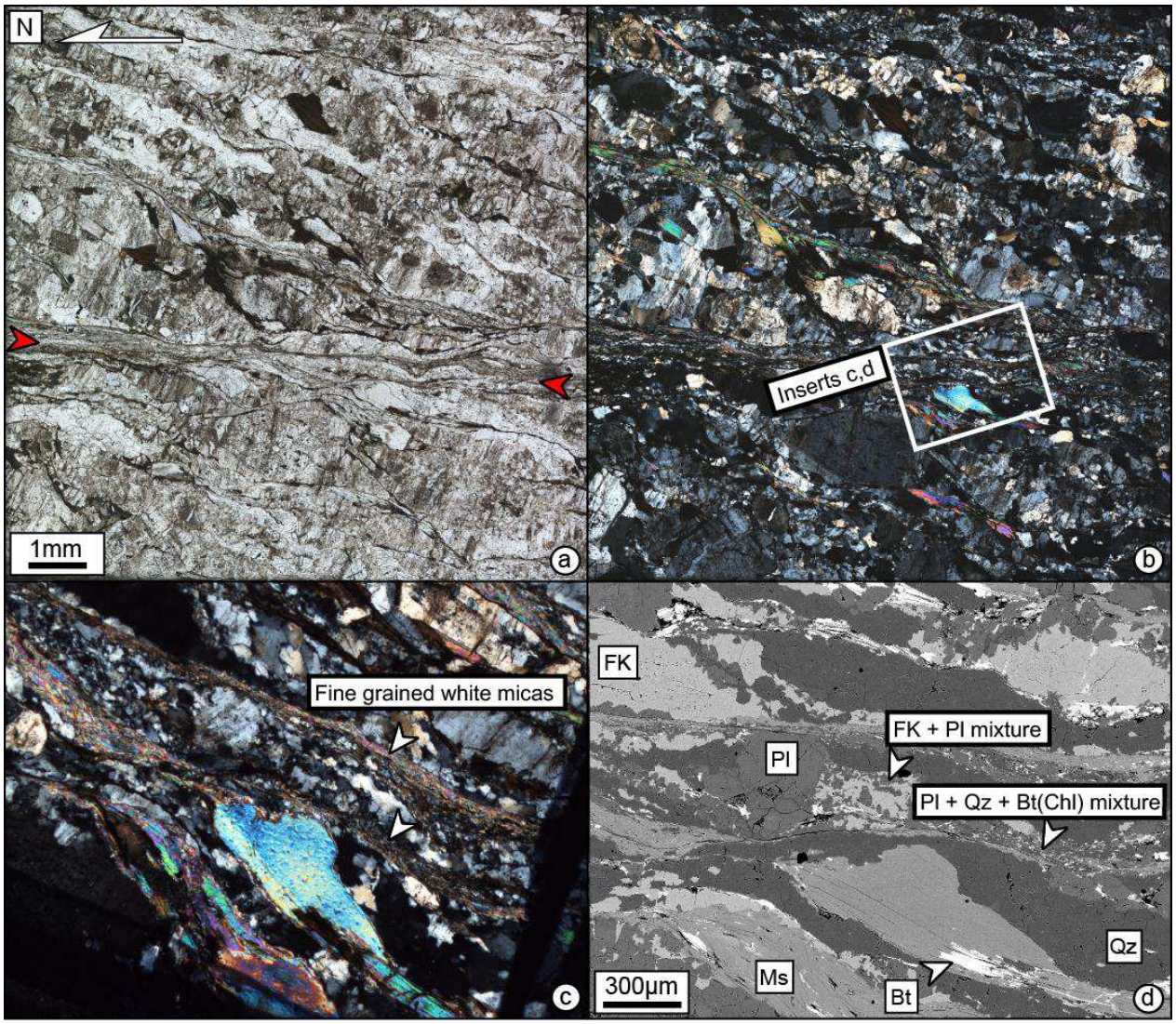


Figure 14 : Observations microscopiques de la mylonite KAR10. *(a) LPNA et (b) LPA. Les flèches rouges (a) indiquent la concentration de la déformation dans une bande de cisaillement épaisse, caractérisée par une réduction de la taille de grain avancée. La foliation (haut gauche vers bas droit) est soulignée par l'alignement de micas partiellement recristallisés et l'étirement des rubans à quartz et feldspath. La bande de cisaillement est constituée de longs niveaux fins à mica blanc finement cristallisés (c) et de différents types d'agrégats à plagioclase et feldspath potassique ou plagioclase, quartz et biotite ± chlorite (d).*

2.4.1.4 Mylonite KAR04

L'échantillon KAR04 montre des caractéristiques propres aux mylonites, semblables à l'échantillon KAR10 (voir section précédente), avec cependant l'évidence d'une déformation plus intense à travers :

- Un mécanisme de rotation des sous-grains de quartz qui affecte la foliation en plus des

bandes de cisaillement (Fig. 15). Ce mécanisme est responsable de la réduction de la taille de grain générale (à comparer Fig. 14b et Fig. 16b), qui reste plus efficace dans les bandes de cisaillement (< 60 microns) que dans la foliation (< 200 microns) (Fig. 15).

- Une fracturation et une désagrégation plus avancées du plagioclase formant des agrégats de grains fins avec le feldspath potassique et entrainant une diminution apparente de la taille de grain dans la foliation qui ne comporte plus de porphyroclastes (Fig. 16b).

- Des mica-fishes de mica blanc montrant parfois une proportion recristallisée des clastes plus importante en bordure et dans les queues de recristallisations (Fig. 16c). Ces structures sont souvent reliées aux bandes de micas formant des interconnexions dans les bandes de cisaillement. Ces recristallisations faisant l'objet d'arrachement pendant la fabrication des lames minces, il est difficile de caractériser dans le détail les structures associées aux recristallisations. En BSE, les clastes semblent broyés comme l'attestent certains contours très anguleux. Les zones recristallisées dans les queues non affectées par l'arrachement montrent des grains d'une taille comprise entre 10 et 100 microns, ayant subi une rotation par rapport au claste parent (Fig. 16d). Les clastes montrent parfois des structures en éventail sur leur bordure, cohérentes avec un glissement sur le plan [001].

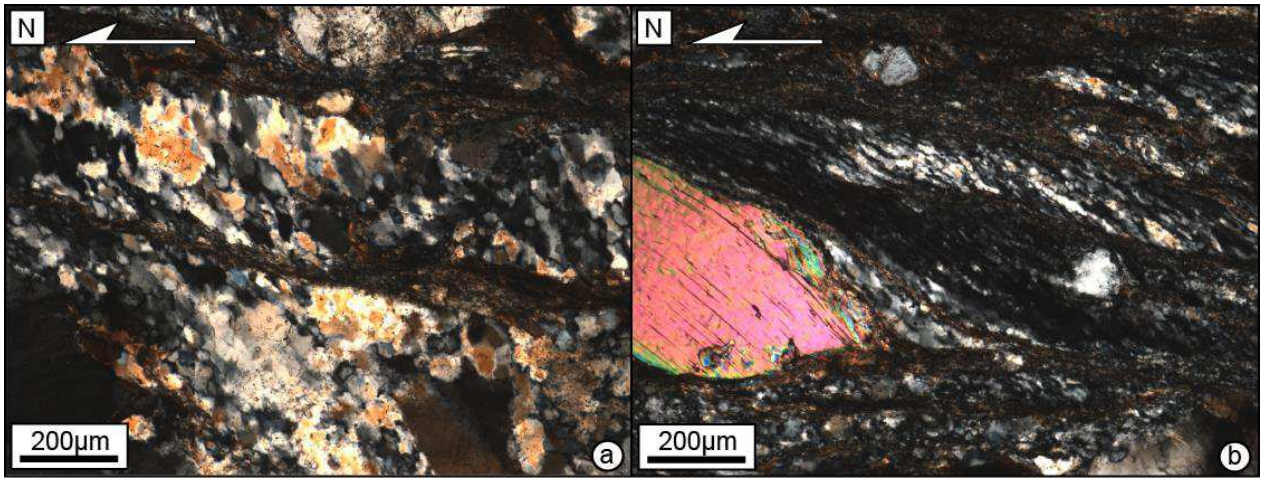


Figure 15 : Structures indiquant un mécanisme de rotation de sous-grains dans des rubans de quartz de la mylonite KAR04. *Elles sont retrouvées dans la foliation (a) et dans les bandes de cisaillement (b). A noter la différence de taille de grain du quartz, plus petite dans les bandes de cisaillement (< 60 microns) que dans la foliation (< 200 microns).*

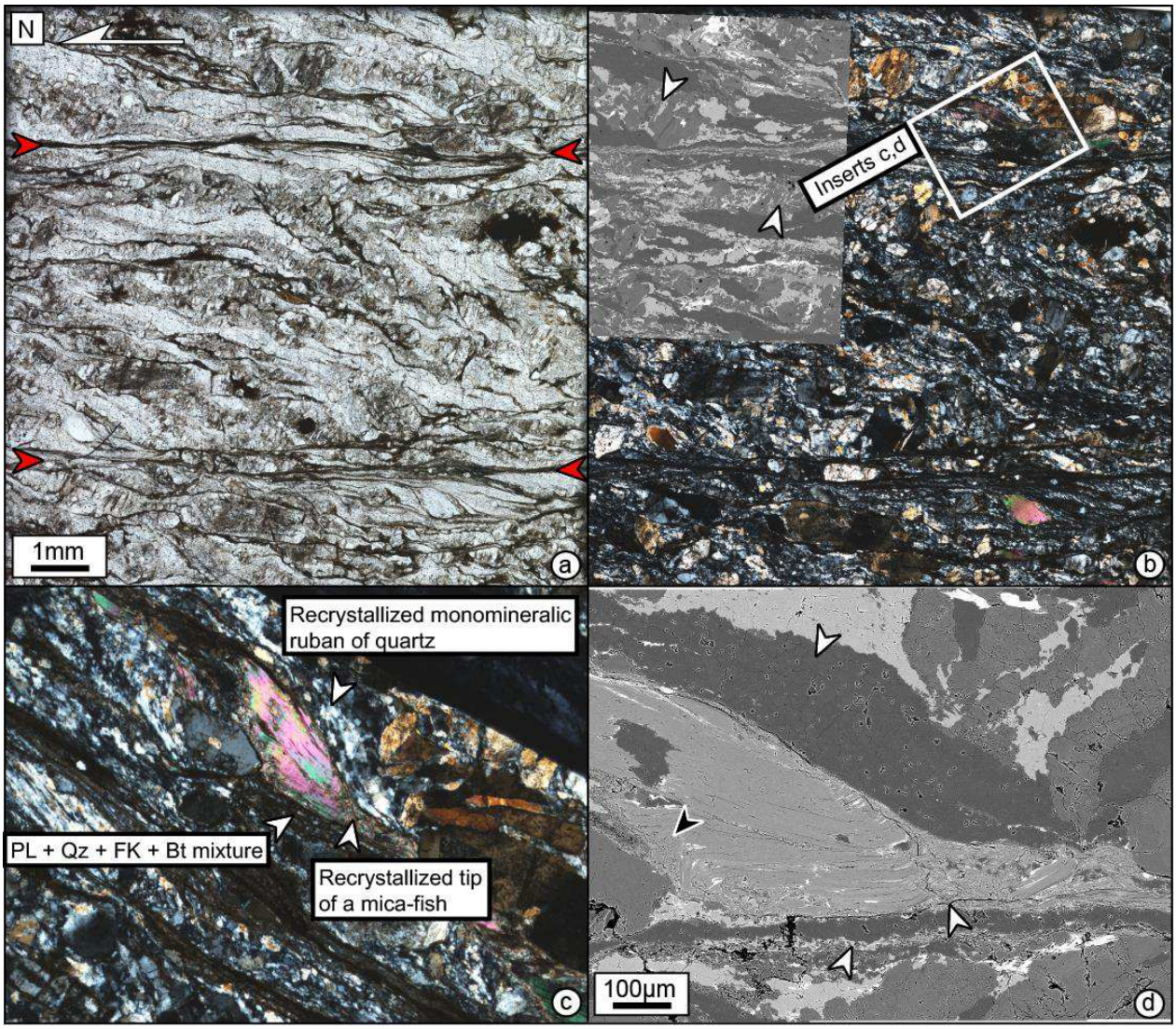


Figure 16 : Observations microscopiques de la mylonite KAR04. *(a) LPNA et (b) LPA. Les flèches rouges (a) indiquent la concentration de la déformation dans des bandes de cisaillement. Les flèches blanches sur l'image BSE de l'insert b indiquent un étirement accommodé par le désagrégement du plagioclase (gris moyen) dans du feldspath potassique (gris clair) dans la foliation. c) Mica-fish de mica blanc dans une bande de cisaillement, montrant une proportion importante de recristallisation. Le reste de la bande est constituée de multiples types d'agrégats minéraux et des rubans de quartz finement cristallisés. d) Image BSE du mica fish présenté en c. Les bordures du claste montrent l'évidence de glissements sur le plan [001] (flèche noire). L'extrémité en bas à droite montre une recristallisation fine du claste. Les flèches blanches indiquent les mêmes choses que dans l'insert c.*

2.4.2 Echantillons caractérisés par des incréments cassants de la déformation

2.4.2.1 Echantillons encaissant les pseudotachylites

Les échantillons Ik28a,b et c ont été prélevés sur l'affleurement présenté en Fig. 10. La roche encaissant les pseudotachylites consiste en une mylonite dont l'intensité de la déformation et les structures associées sont semblables à celles de la mylonite KAR04 présentées dans la sous-section précédente. La description qui suit est réalisée à partir de l'échantillon Ik28a sur lequel les datations, notamment *in situ*, ont été concentrées.

La foliation est bien définie par l'étirement et l'alternance de rubans à quartz seul, dont le mécanisme de rotation de sous-grains magmatiques a abouti à des agrégats à cristaux de très petite taille, et des rubans à plagioclase et feldspath potassique (Fig. 17a). La déformation est concentrée dans les bandes de cisaillement formées par la recristallisation et l'interconnexion de micas, le plus généralement le blanc, et par des agrégats formés par plusieurs types de mélanges comprenant le quartz, le mica blanc, la biotite, le plagioclase et le feldspath potassique (Fig. 17a). Les seuls porphyroclastes restant sont des mica-fishes de mica blanc (Fig. 17b et 17c). La recristallisation n'affecte plus seulement leur extrémité et bordure, mais également le cœur, de manière assez localisée, induisant la formation de sous-grains, d'une taille comprise entre 200 et 1000 µm, qui baignent dans une matrice entièrement recristallisée. Ces sous-grains peuvent tourner les uns par rapport aux autres, montrant une direction de clivage non cohérente. Ils montrent généralement des structures en « kink » (Fig. 17b).

L'occurrence de pseudotachylite montre une bande sombre de quelques millimètres d'épaisseur au plus, recoupant les structures ductiles décrites dans le paragraphe précèdent (Fig. 18). Le contact entre cette bande et la roche encaissante est franc et droit. La bande juxtapose deux parties de l'échantillon montrant une intensité de la déformation différente. En effet, sur la figure 18, la partie en haut de l'image est moins déformée que la partie basse, montrant une foliation qui se parallélise quelque peu avec les bandes de cisaillement. La partie haute montre l'occurrence d'une veine d'injection, isotrope, en contact avec la veine principale, caractérisée par une déformation. La veine d'injection non déformée est constituée de clastes de quartz d'une taille comprise entre 2-3 µm et ~100 µm, anguleux à sub-anguleux, qui baignent dans une matrice

microlithique ou amorphe. Cette matrice est constituée de zones microlithiques, et de deux zones amorphes, l'une apparaissant en gris très clair (proche du niveau de gris du feldspath potassique) et l'autre en gris moyen (proche du niveau de gris du plagioclase) en BSE (Fig. 18c).

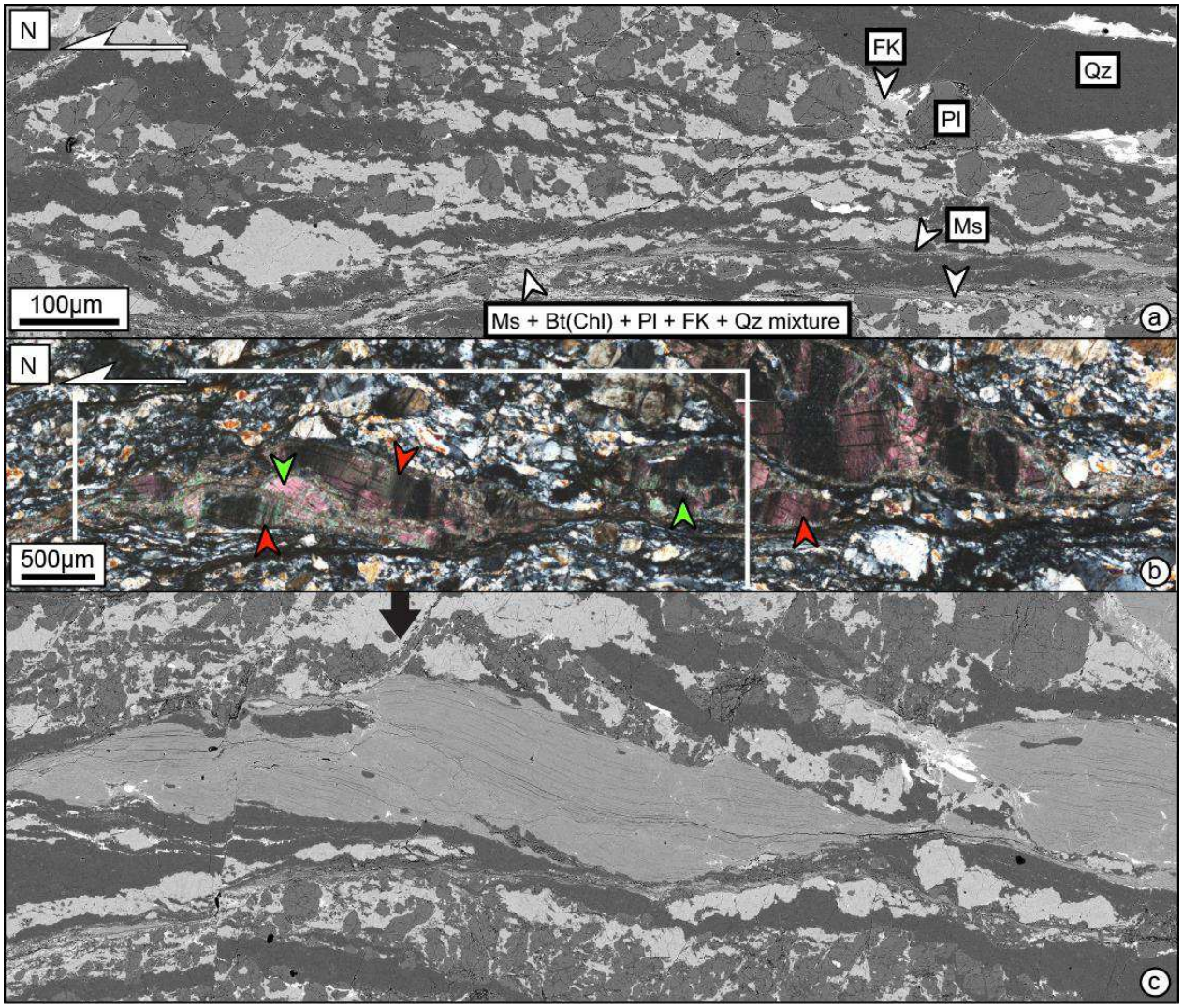


Figure 17 : Mylonite Ik28a observée en BSE (a et c) et en LPA (b). *a) La foliation est marquée par l'étirement de rubans de quartz et des agrégats à plagioclase et feldspath potassique. Les bandes de cisaillement sont essentiellement composées d'interconnexions entre des micas blancs recristallisés mais aussi d'agrégats formés par de petits cristaux pouvant impliquer tous les minéraux principaux de la roche. b et c) Recristallisation avancée des mica-fishes de mica blanc. Les flèches vertes indiquent la formation de sous-grains entre des zones recristallisées. Les flèches rouges indiquent des structures en « kink ».*

La veine principale, à l'inverse, semble finement mais entièrement cristallisée (Fig. 18d). Le plagioclase et le quartz forment des clastes sub-anguleux à émoussés, d'une taille comprise entre 2-3 µm à ~100 µm, qui baignent dans une matrice micro-cristallisée, comprenant de rares micas,

dont le mica blanc. Il est à noter que les micas sont largement sous-représentés dans les pseudotachylites relativement à leur roche encaissante. La déformation dans la veine principale est attestée par la présence de bandes de cisaillement de type C, entre lesquelles la matrice micro-cristallisée forme des sigmoïdes compatibles avec un cisaillement top-N, et la présence de trainées de micas depuis les extrémités des clastes (Fig. 18d).

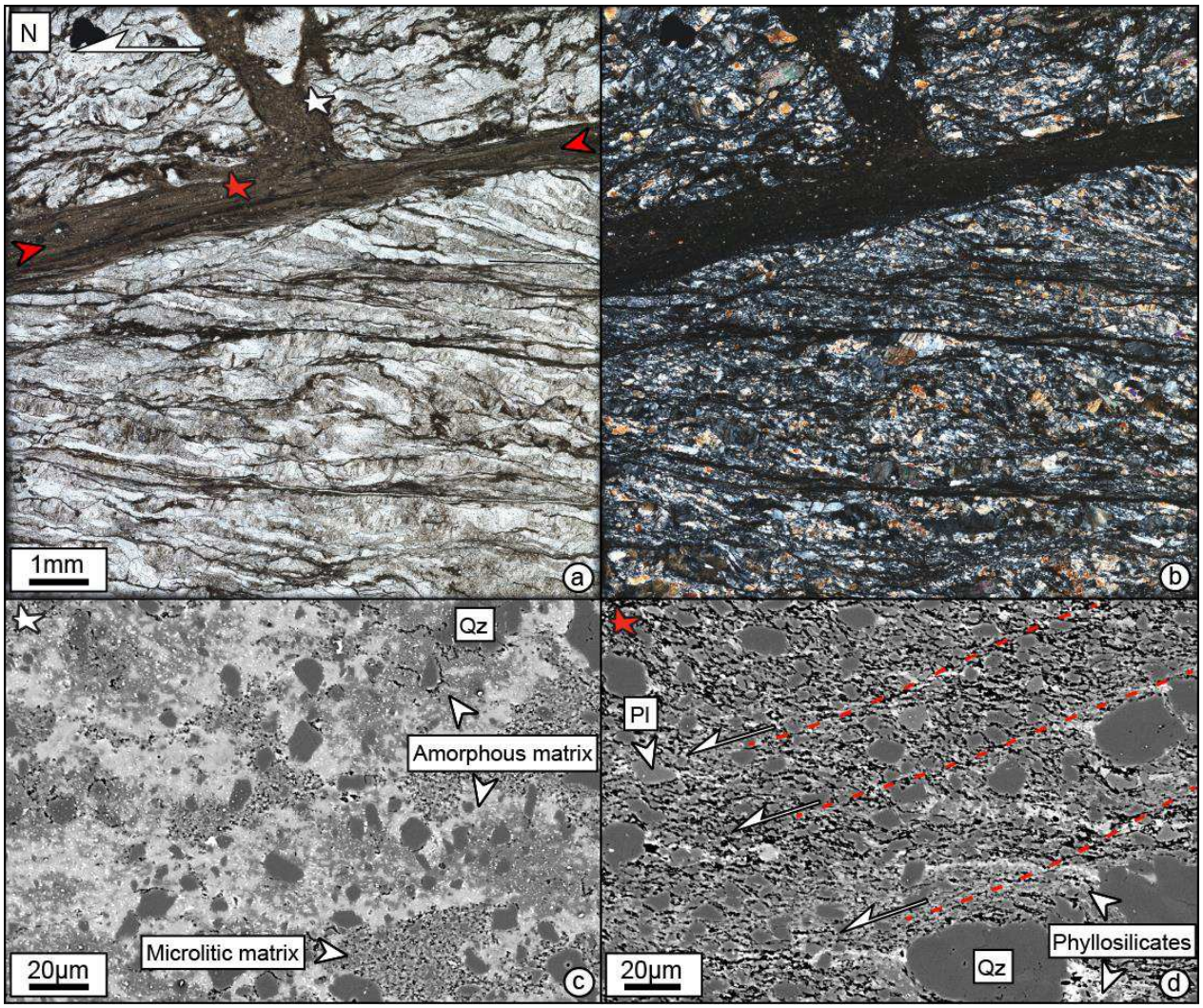


Figure 18 : Observations microscopiques de la mylonite Ik28a. *a) LPNA et b) LPA. Les flèches rouges (a) indiquent la veine principale de la pseudotachylite. L'étoile blanche et l'étoile rouge indiquent respectivement la localisation des inserts c et d. c) Image BSE de la veine d'injection, non déformée. Elle est constituée de clastes de quartz, d'une matrice microlithique et de deux types de zone non cristallisée, en gris clair et gris moyen. d) Image BSE de la veine principale, déformée. Celle-ci est entièrement et finement cristallisée et comporte des clastes de quartz et de plagioclase. La matrice est formée notamment de micas qui forment des trainées depuis les extrémités des clastes, attestant d'une déformation ductile, en plus de la présence des bandes C et d'une foliation sigmoïdale de la matrice.*

L'étude des autres échantillons encaissant les pseudotachylites apportent des éléments de discussion sur la succession des événements cassants et ductiles de cet affleurement. Certains échantillons montrent l'occurrence de cataclasites, dont certains lambeaux sont compris entre la roche encaissante mylonitique et les pseudotachylites (Fig. 19a). Les contacts irréguliers entre la mylonite et la cataclasite, et francs et droits entre la cataclasite et la pseudotachylite suggèrent la formation successive de la mylonite, puis de la cataclasite, puis de la pseudotachylite. La formation de pseudotachylites semble être le dernier événement enregistré pour certains échantillons, les pseudotachylites étant isotropes (Fig. 19b), alors que d'autres enregistrent une déformation ductile se surimposant (Fig. 19c). Enfin, il est à noter que la formation des pseudotachylites peut également être synchrone de la déformation de la roche encaissante, les bandes de cisaillement recoupant quelque peu le contour de certaines injections (Fig. 19d). En raison de la déformation ductile qui se surimpose dans ces structures, la nature du précurseur est ambiguë. Même si la formation de pseudotachylite est évidente, il est possible que des ultracataclasites soient également précurseurs des bandes déformées. En raison de la taille de grain largement réduite et de la déformation ductile se surimposant, ces structures seront nommées « ultramylonites » dans la suite de la présentation des résultats.

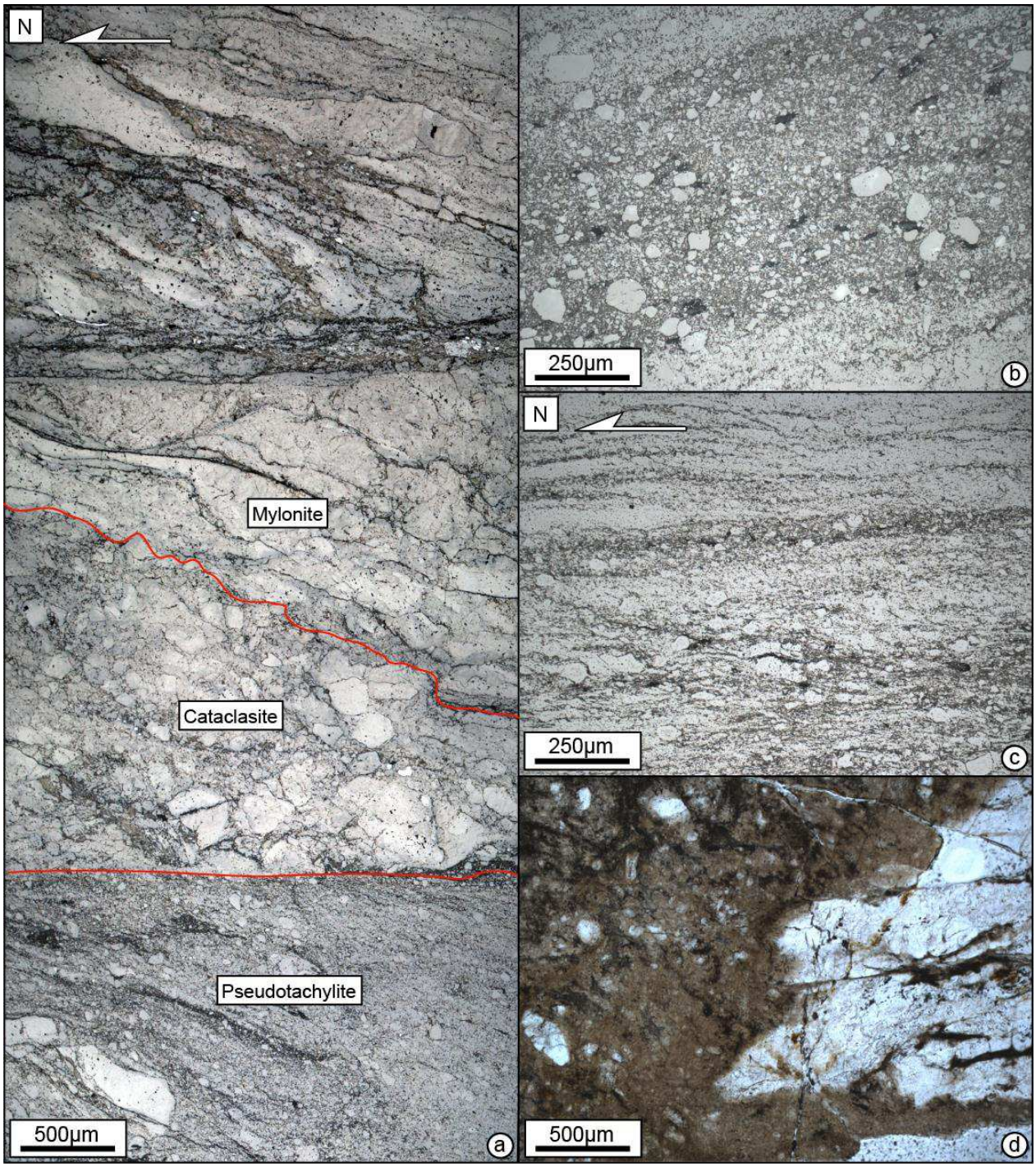


Figure 19 : Observations microscopiques des cataclasites et pseudotachylites dans différents échantillons. *a, b et c) Lumière réfléchie et d) LPNA. a) Occurrence de cataclasites entre la roche encaissante mylonitique et la pseudotachylite ; Echantillon Ik28c. b) Pseudotachylite isotrope ; Echantillon Ik28b. c) Pseudotachylite anisotrope ; Echantillon Ik28a. d) Recoupement des bandes de cisaillement de la roche encaissante (à droite) sur la veine d'injection (à gauche).*

2.4.2.2 Cataclasite Ik28d

La cataclasite Ik28d dérive du même protolithe très déformé que les échantillons encaissant les ultramylonites (Fig. 20).

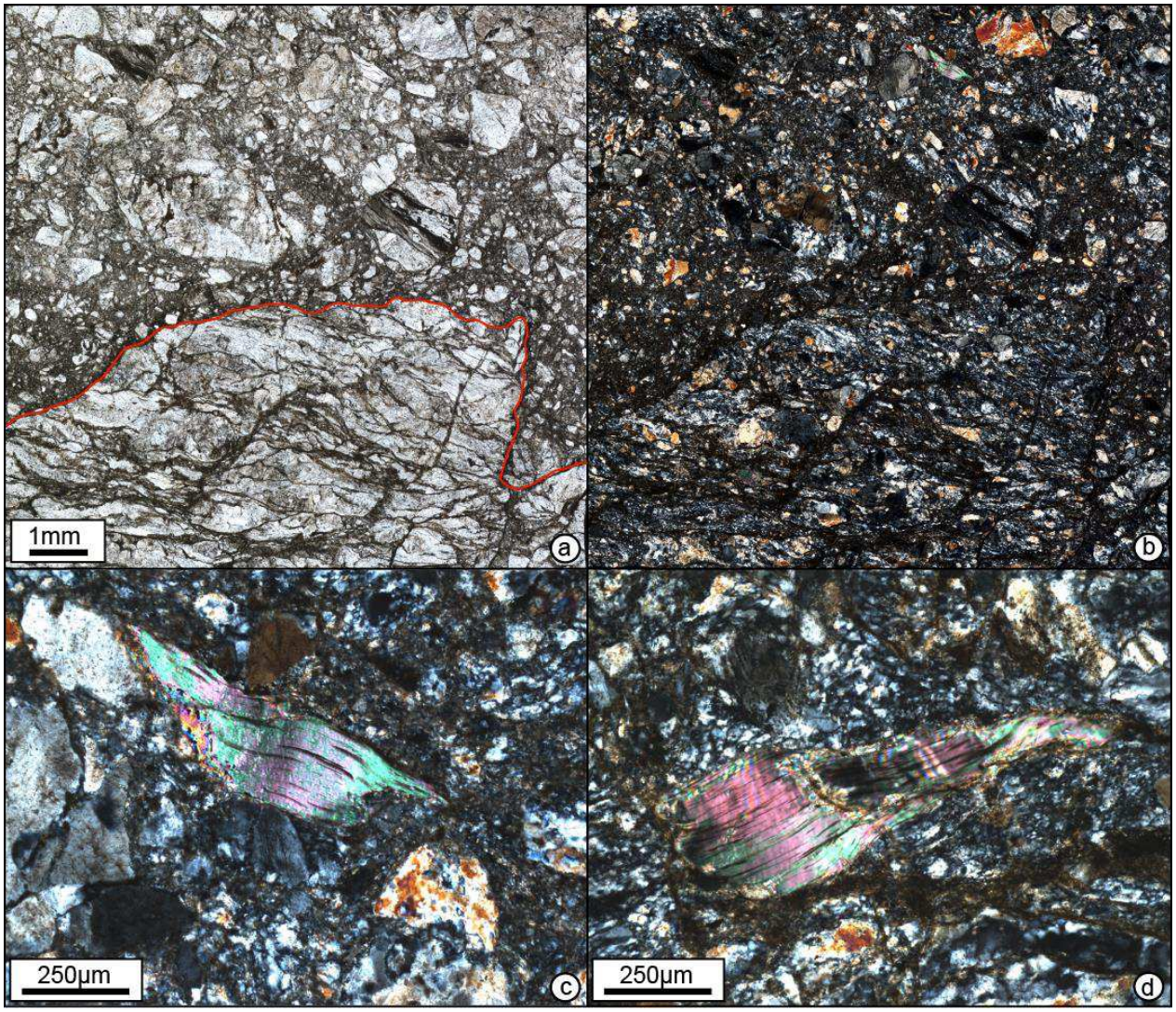


Figure 20 : Observations microscopiques de la cataclasite Ik28d. *a) LPNA et b) LPA. Le contour rouge (a) indique le contour entre la mylonite et la cataclasite. c et d) Exemples de mica-fishes de mica blanc montrant une extinction ondulante, des structures en kink, et une recristallisation interne responsable de la ségrégation de sous-grains.*

Le contact entre la cataclasite et la mylonite est irrégulier et anguleux. Les clastes dans la cataclasites sont anguleux et d'une taille comprise entre une dizaine de microns jusqu'à plus d'1 cm, et baignent dans une matrice noire. Les fabriques ductiles préservées dans les clastes sont

orientées différemment selon les clastes, attestant une rotation lors de la formation de la cataclasite. Les clastes de mica blanc montrent des structures semblables à l'échantillon Ik28a présenté dans la sous-section précédente, avec une extinction ondulante, des figures en kink, et une recristallisation responsable de la formation de sous-grains (Fig. 20c et 20d).

2.5 Compositions chimiques de phases minérales majeures du granite de Karkinagrion, corrélation aux microstructures

La paragenèse magmatique du granite de Karkinagrion est constituée de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et de mica blanc, formant l'assemblage principal, et de phases minérales accessoires comprenant de la chlorite, de l'apatite, du zircon, de la monazite, de l'épidote et des oxydes de fer et titane. A cette première paragenèse s'ajoutent d'autres minéraux, secondaires, montrant un net caractère syn-cinématique. C'est en particulier le cas d'une seconde génération de mica blanc. L'étude sur la composition des phases minérales à la microsonde électronique (voir annexe 2 sur les protocoles analytiques) se limite à cet assemblage principal. Les échantillons KAR05, KAR04, KAR10 et Ik28a ont été analysés. Les résultats en poids d'oxyde et le calcul des formules structurales sont présentés dans des tables (annexe 4) et en figures 21 (feldspaths), 22 (biotite) et 23 (micas blancs), triés en fonction de l'échantillon et de la texture (cœur, bordure d'un claste magmatique, claste/blaste de la foliation, claste/blaste de la bande de cisaillement).

Le feldspath plagioclase a des compositions chimiques de l'oligoclase avec une composante en albite entre 73.40 et 91.41 %, une composante en anorthite entre 6.65 et 25.48 % et une faible composante en orthose comprise entre 0.15 et 2.41 % (Fig. 21). Les compositions chimiques les plus enrichies vers le pôle anorthite (~20-27 % d'anorthite) correspondent aux plagioclases magmatiques du protolithe KAR05 et au cœur des clastes magmatiques de la mylonite KAR10. Les bordures de ces clastes, ainsi que les plagioclases présents dans la foliation et les bandes de cisaillement, montrent toujours des compositions chimiques relativement plus proches du pôle albite (~8-20 % d'anorthite), quel que soit l'échantillon.

Le feldspath potassique a des compositions chimiques très proches du pôle orthose entre 83.79 et 97.01 %, avec une composante en albite entre 2.84 et 16.21 % et une composante en

anorthite négligeable entre 0 et 0.17 % (Fig. 21). Les clastes magmatiques (KAR05 et KAR10) ont des compositions chimiques assez étalées mais ne représentent jamais les compositions les plus proches du pôle orthose (~95-97 %), caractérisant uniquement certains feldspaths potassiques de la foliation et des bandes de cisaillement, qui par ailleurs ont les compositions également très étalées, englobant tout le spectre. Il est à noter, pour l'échantillon IK28a, la différence de compositions chimiques entre les feldspaths potassiques de la foliation, englobant tout le spectre des compositions, et ceux des bandes de cisaillement, représentant uniquement les compositions les plus proches du pôle orthose (~93-97 %).

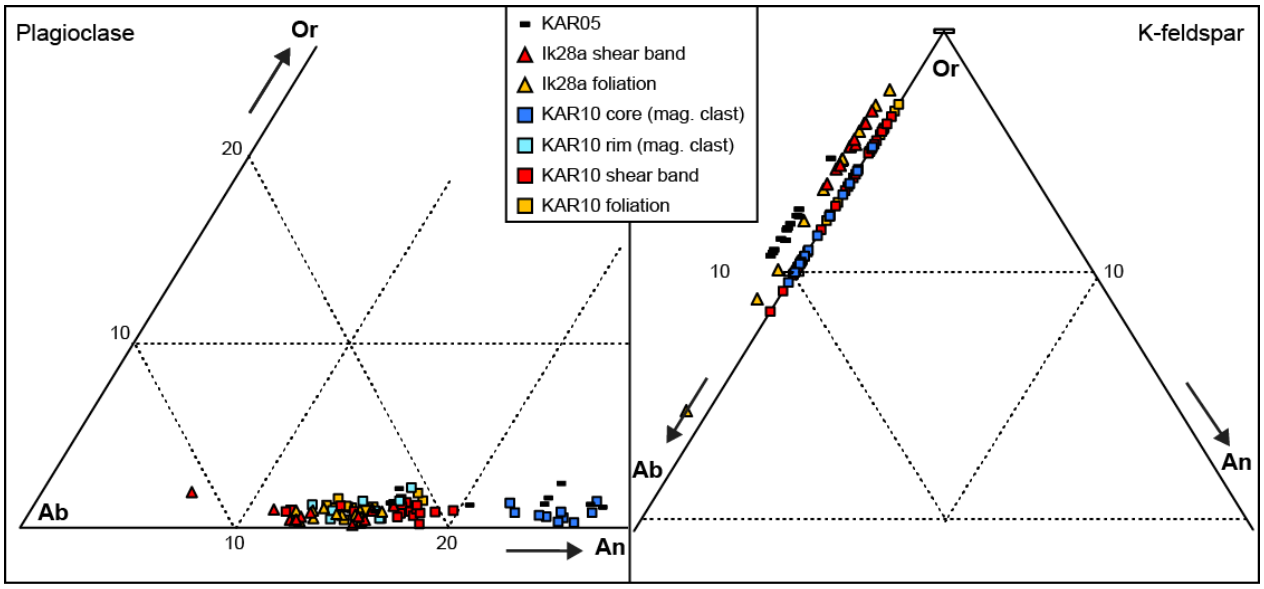


Figure 21 : Composition chimique des feldspaths alcalins. *Diagrammes ternaires Or-Ab-An (%) obtenus à partir des compositions chimiques des plagioclases (à gauche) et des feldspaths potassiques (à droite) des différents échantillons analysés en fonction des différents sites texturaux.*

L'étude en lame mince montre qu'ils existent plusieurs types de biotite, le premier représenté par des cristaux bruns de texture et d'habitus magmatiques et le second par des cristaux verts, visibles sporadiquement dans les queues de recristallisation de la biotite brune quand elle est impliquée dans la déformation cisaillante (Fig. 22a et b). Visuellement, la couleur, et donc le type de biotite, dans les agrégats à plusieurs minéraux des bandes de cisaillement est difficile à appréhender du fait de la petite taille des cristaux. Ces bandes sont plutôt verdâtres, indiquant possiblement de la biotite verte et/ou de la chlorite. Globalement, la somme des cations est en moyenne à 7,42 a.p.f.u. contre 8 a.p.f.u. (Atoms Per Formula Unit pour le nombre d'atomes

normalisé à la formule structurale de la phase minérale) en théorie, suggérant soit un mélange biotite-chlorite, soit que certains éléments constitutifs (7-8 %) des biotites n'ont pas été analysés à la microsonde électronique (voir tables en annexe 4). Le X_{Mg} des biotites est compris entre 0.28 et 0.39 indiquant des compositions mixtes entre l'annite et la phlogopite, cependant plus proche du pôle annite. Ce X_{Mg} semble plutôt contrôlé par l'échantillon que par les sites texturaux (voir tables en annexe 4). Les analyses montrent qu'une partie de l'Al occupe des sites octaédriques. Il existe une corrélation entre la somme du Fe et du Mg et la quantité d'Al en sites octaédriques suggérant une substitution entre ces éléments. La figure 22c montre cette substitution.

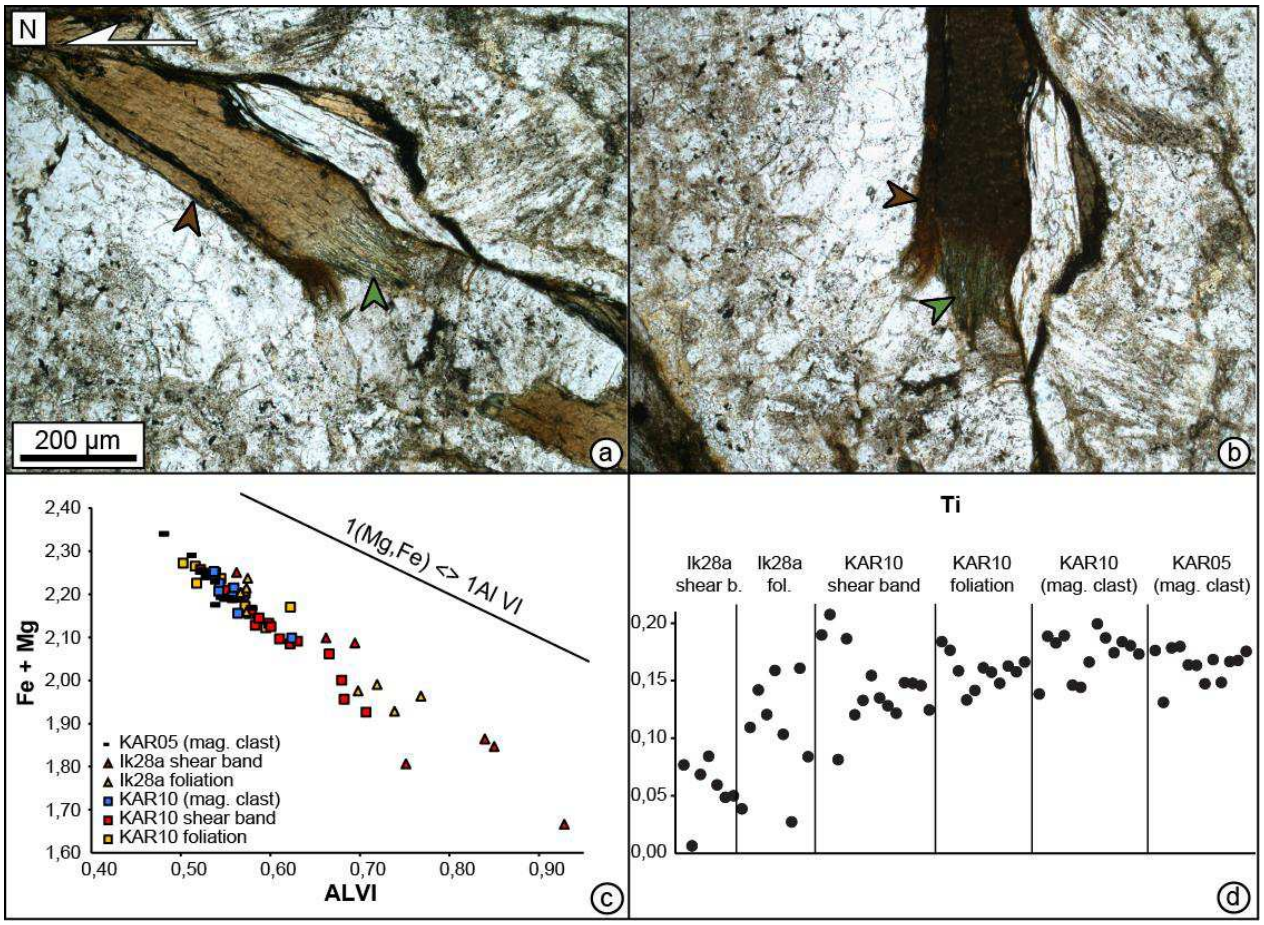


Figure 22 : Composition chimique des biotites. *a et b) Présence de biotite verte dans la queue de recristallisation d'un cristal cisaillé de biotite brune magmatique. c) Diagramme Fe+Mg vs Al^{VI} (a..p .f.u.) montrant la substitution du Fe et du Mg par de l'Al^{VI} dans les biotites, en fonction des échantillons et des sites texturaux. d) Evolution de la teneur en Ti des cristaux situés dans les différentes textures d'un même échantillon et entre les différents échantillons.*

Elle est basée sur les postulats que les sites tétraédriques sont complétement occupés par les cations

Si^{4+}, Ti^{4+} et Al^{3+} et que le reste d'Al (différence entre l'Al total et l'Al en site tétraédrique) occupe des sites octaédriques. Elle n'est donnée qu'à titre indicatif et ne peut pas faire l'objet de quantification due au fait que la somme des cations ne boucle pas à 8 a.p.f.u. Cette substitution semble être contrôlée par la position texturales des zones analysées. En effet, pour chaque échantillon déformé, les sites très déformés comme la foliation et plus encore les bandes de cisaillement montrent une substitution plus forte du Mg et du Fe par l'Al^{VI}, par rapport aux clastes magmatiques, qui sont caractérisés par des substitutions plus faibles, comme pour les biotites analysées dans le protolithe KAR05. Quelles que soient les substitutions chimiques impliquées, les différences de compositions chimiques observées sont également compatibles avec un pôle magmatique représenté par une teneur en Ti relativement élevée dans les clastes, et un pôle métamorphique représenté par une teneur en Ti plus faible dans les cristaux déformés dans la foliation ou les bandes de cisaillement. Cette teneur diminue globalement des échantillons les moins déformés (KAR05) vers les échantillons les plus déformés (IK28a) et de la foliation vers les bandes de cisaillement pour un même échantillon (Fig. 22d).

Les micas blancs montrent des compositions significativement différentes en fonction des échantillons et des sites texturaux, et ce concernant tous les éléments qui les constituent mis à part le K (voir tables en annexe 4). Les cartographies élémentaires effectuées à la microsonde électronique (Fig. 23a et 23b) ou au MEB (voir section sur les datations Ar/Ar *in situ*) montrent souvent, mais pas toujours, des zonations chimiques indiquant deux groupes de micas blanc, un représenté par les cœurs des mica-fishes et l'autre caractérisant les recristallisations dans les bordures de ces mica-fishes et les bandes de cisaillement. La figure 23 compare par exemple la cartographie de l'Al (a) et du Mg (b) sur un mica-fish de l'échantillon KAR08. Sur cet exemple, les zones recristallisées sont caractérisées par des compositions enrichies en Mg et appauvries en Al, relativement aux cœurs des structures en « fishes ». Le détail des données quantitatives appuie cette observation en indiquant la présence de deux pôles de composition chimique entre lesquels s'étalent les données, de manière dépendante de la position texturale des micas blancs et plutôt indépendante de l'échantillon. La première est caractérisée par une composition primaire magmatique, avec des cristaux de muscovite relativement riches en Ti, Na et Al et pauvres en Mg, Fe, Si par rapport aux cristaux recristallisés ou néoformés plutôt phengitiques qui sont au contraire relativement enrichis en Mg, Fe et Si et appauvris en Ti, Na et Al (Fig. 23c). Ces différentiations chimiques indiquent une substitution phengitique (ou substitution de Tschermak) dans laquelle l'Al

est substitué par le Si dans les sites tétraédriques et par le Fe et le Mg dans les sites octaédriques ($Al^{IV}+Al^{VI}$ <> Si+(Fe,Mg) ; Fig. 23c).

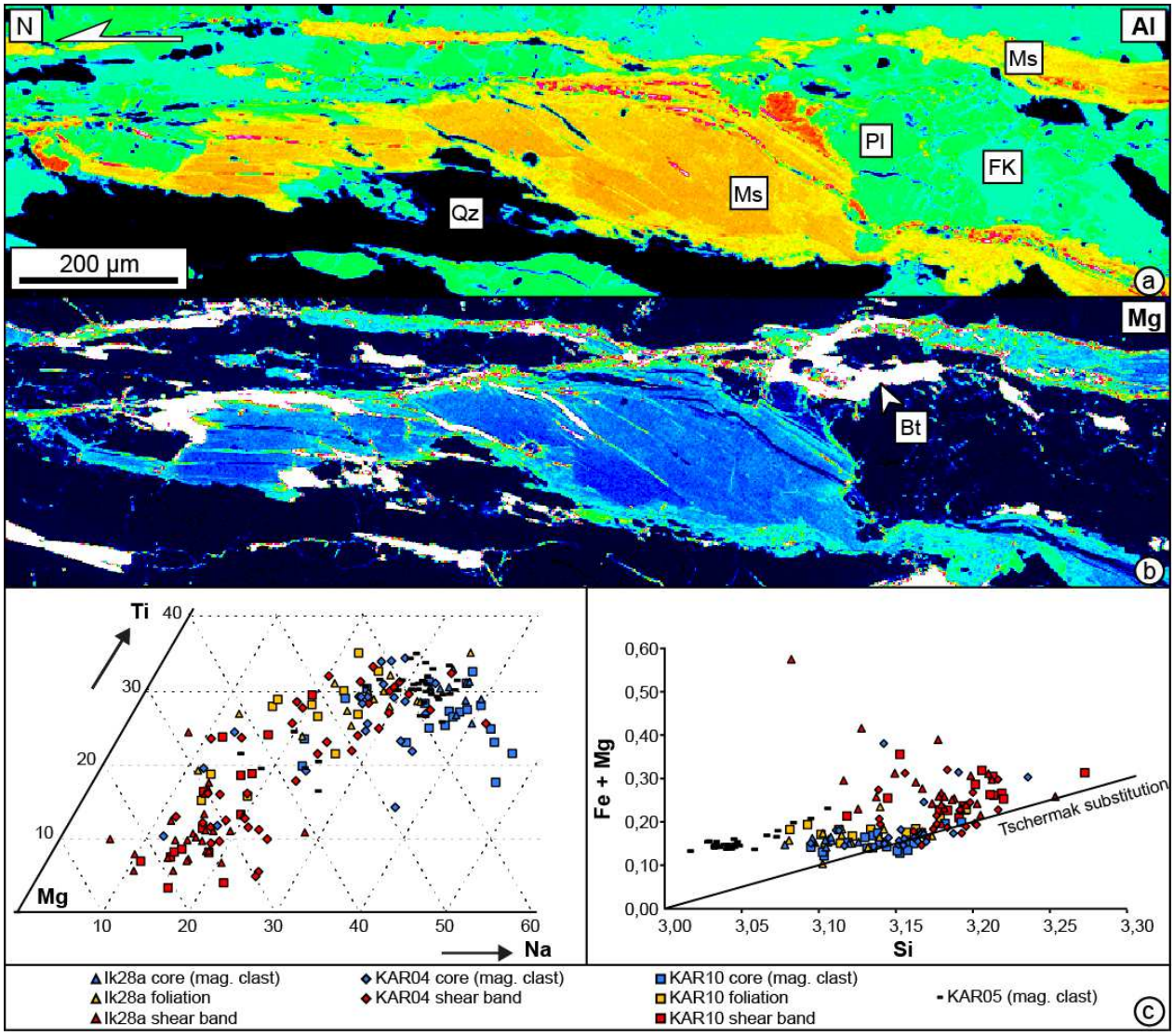


Figure 23 : Composition chimique des micas blancs. *a et b) Cartographies élémentaires respectives de l'Al (concentration du vert vers le rouge) et du Mg (concentration du bleu clair vers le bleue foncé) montrant les variations relatives de ces deux éléments entre le cœur des micas-fishes (relativement riches en Al, pauvres en Mg) et leur bordures ainsi que les bandes de cisaillement (inversement). c) Diagramme ternaire Ti, Mg, Na (%) à gauche et Fe + Mg vs Si (a.p.f.u.) à droite montrant l'évolution des compositions chimiques, par notamment la substitution phengitique, depuis celles des clastes magmatiques vers celles des bandes de cisaillement..*

Dans ce système, les clastes magmatiques ont des compositions chimiques proches du pôle muscovite et les cristaux dans les bandes de cisaillement ont des compositions chimiques plus phengitiques. Les compositions chimiques des micas marquant la foliation sont distribuées entre ces deux pôles (Fig. 23c).

2.6 Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

2.6.1 Stratégie et échantillonnage

Les datations (voir protocoles et conditions analytiques en annexe 3) ont été réalisées le long du gradient d'intensité de déformation affectant le granite à deux micas de Karkinagrion. Les échantillons retenus (Fig. 24) dans l'ordre d'intensité de la déformation (établie sur des critères qualitatifs ; voir sections précédentes) sont : l'échantillon KAR05, protolithe prélevé au sud de la coupe au plus bas de la structure, ne présentant pas de trace de déformation ; l'échantillon KAR10, mylonite prélevée au centre de la coupe, positionnée structuralement au-dessus du premier échantillon KAR05 ; l'échantillon KAR04 ; mylonite prélevée dans la partie la plus septentrionale de la partie affleurante du granite, au plus haut de sa structure. L'enregistrement pour ce dernier d'une déformation plus intense que pour la mylonite KAR10 est attestée par une densité plus forte de bandes de cisaillement ; les échantillons Ik28a et b, mylonites encaissant des ultramylonites et pseudotachylites, prélevées à 200m de l'échantillon KAR10, dans un niveau structural équivalent. L'enregistrement d'une déformation encore plus intense est attesté par une réduction de l'angle entre la foliation et les bandes de cisaillement pour la roche encaissant les ultramylonites et pseudotachylites. Enfin, l'échantillon Ik28d, cataclasite représentant la déformation cassante tardive, qui a été prélevée au même endroit (Ik28a,b). Tous ces échantillons correspondent à des roches, rigoureusement sélectionnées sur le terrain pour leur fraicheur.

Deux clastes de muscovite ont été datés par step-heating sur monograin pour chacun de ces échantillons (un seul pour l'échantillon KAR10). Les échantillons KAR10 et Ik28a, qui occupent la même position structurale mais qui sont caractérisés par une intensité de déformation très inégales, ont également fait les objets de datations *in situ*. Les résultats des datations en step-heating et *in situ* sont présentés séparément dans les sous-sections suivantes. Les résultats sont associés au nom des échantillons et également au numéro des analyses correspondantes sous la forme N(n°analyse).MS(n°spectromètre de masse) (exemple : N254.MS3 : analyse numéro 254 réalisée sur le spectromètre numéro 3). Les datations en step-heating ont été réalisées sur un même spectromètre (MS2) qui diffère de celui utilisé pour les datations *in situ* (MS1). Toutes les données sont données avec une erreur à 1σ.

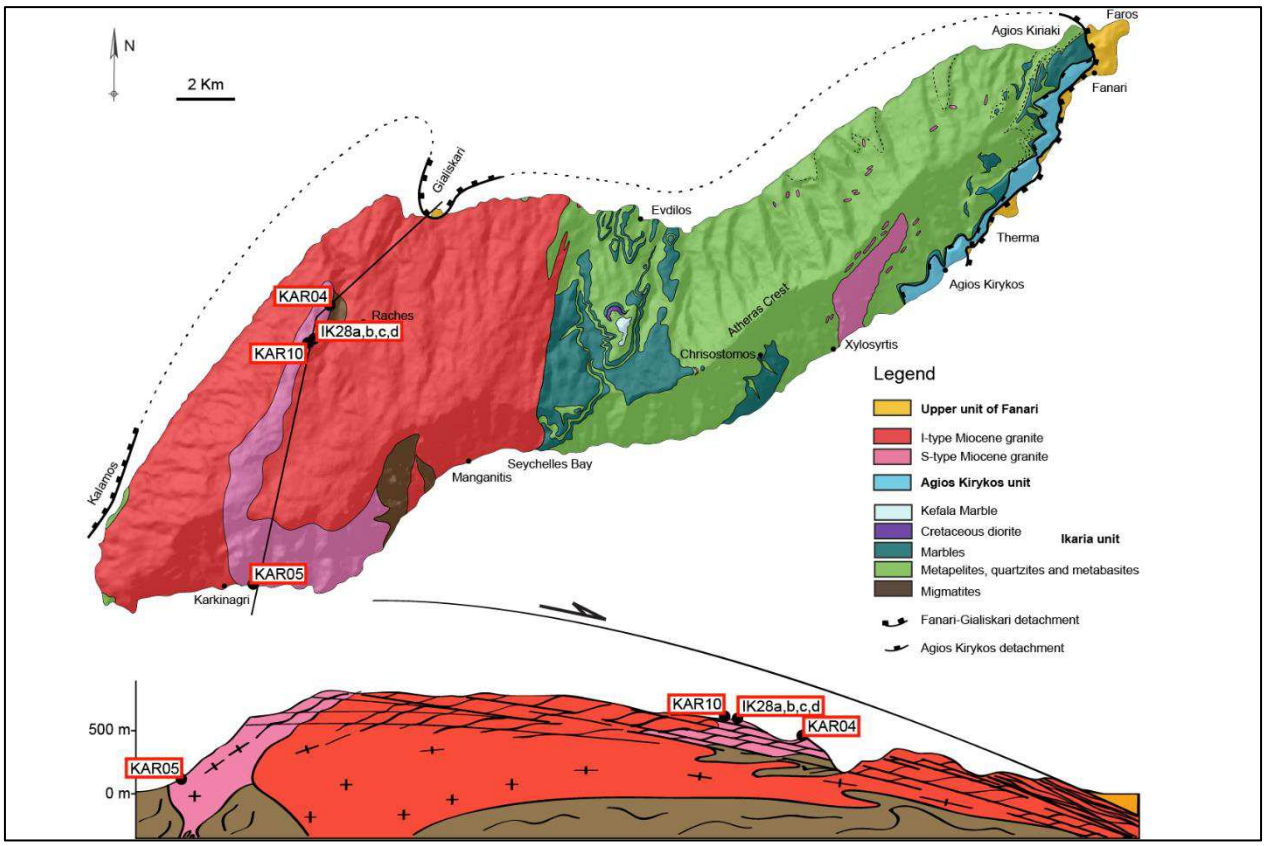


Figure 24 : Position des échantillons retenus pour les datations Ar/Ar.

2.6.2 Résultats des datations en step-heating

2.6.2.1 Commentaire sur les grains sélectionnés et l'évolution des différents rapports isotopiques au cours du dégazage.

Les protocoles de préparation et d'analyse des monograins sont décrits en annexe 3. Pour chaque échantillon, les différents clastes datés ont été sélectionnés de manière à faire varier au mieux la taille de grain pour étudier son impact sur les âges, tout en sélectionnant les cristaux les plus automorphes possible et en évitant les cristaux tronçonnés (Fig. 25). Les clastes sélectionnés dans le protolithe KAR05 ont des bordures franches et nettes alors que ceux prélevés dans les échantillons déformés présentent souvent un aspect « émoussé » indiqué par des contours plutôt

irréguliers (Fig. 25).

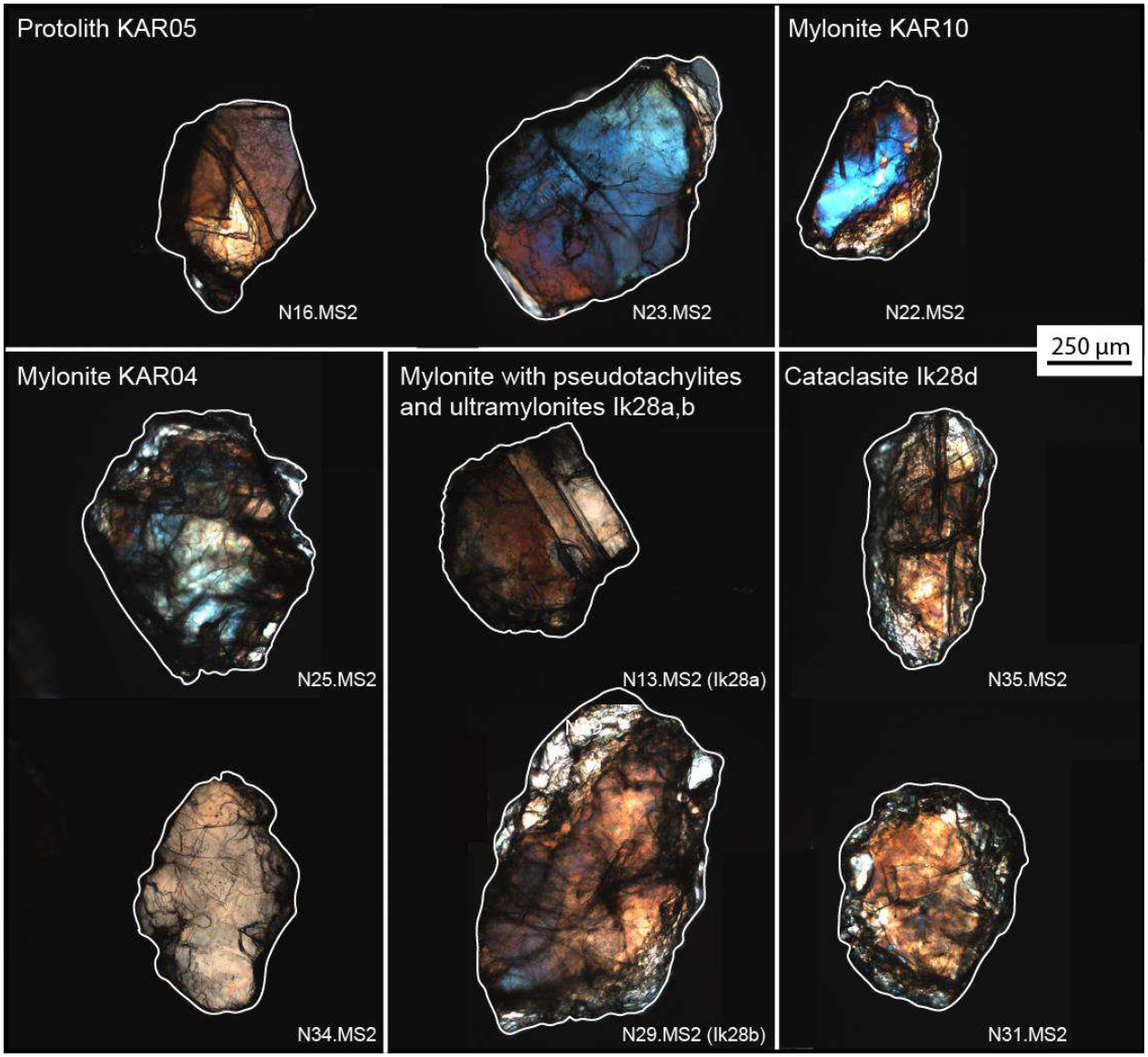


Figure 25 : Photographie en LPA des différents clastes de muscovite datés, présentés par échantillons et numéro de l'analyse.

Par économie de place dans les figures, les spectres d'âges sont présentés seuls, de manière dissociée de l'évolution des autres rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$. Les spectres complets sont cependant présents en annexe 6. L'étude de l'évolution de ces rapports au cours du dégazage montre des comportements reproductibles qui permettent d'interpréter des formes de spectres perturbés qui vont donc être décrites à ce niveau de présentation des résultats (Fig. 26). Dans les résultats obtenus, ces rapports sont souvent stables mis à part au niveau de la première étape de dégazage à basse température qui montre un rapport $^{36}Ar/^{39}Ar$ significativement fort (Fig. 26). Le

fait qu'il ne soit ni corrélé à des rapports $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ également élevés pour le même palier ni à une perturbation de l'âge qui reste stable dans les premiers paliers de chauffage indique que ce rapport est affecté par une source d'argon atmosphérique dont l'âge est parfaitement corrigé. Autrement, les spectres montrent pour la plupart un rajeunissement entre 25 et 80 % de ^{39}Ar dégazé (souvent restreint entre 40 et 80 %) qui est associé à une augmentation des autres rapports ($^{36}Ar/^{39}Ar$ systématiquement, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ parfois), indiquant l'activation d'un réservoir d'argon différent de celui de la muscovite (Fig. 26). Bien qu'ayant sélectionné des clastes dénués d'inclusions de biotite visibles, les images MEB montrent régulièrement de petites inclusions plus denses suggérant la présence de ce minéral, qui pourraient expliquer l'allure des spectres observée, par un effet de recul d'^{39}Ar de la phase muscovite vers la phase biotite lors de l'irradiation. Cette hypothèse étant la plus probable, ce rajeunissement ne sera pas pris en compte dans l'interprétation des résultats.

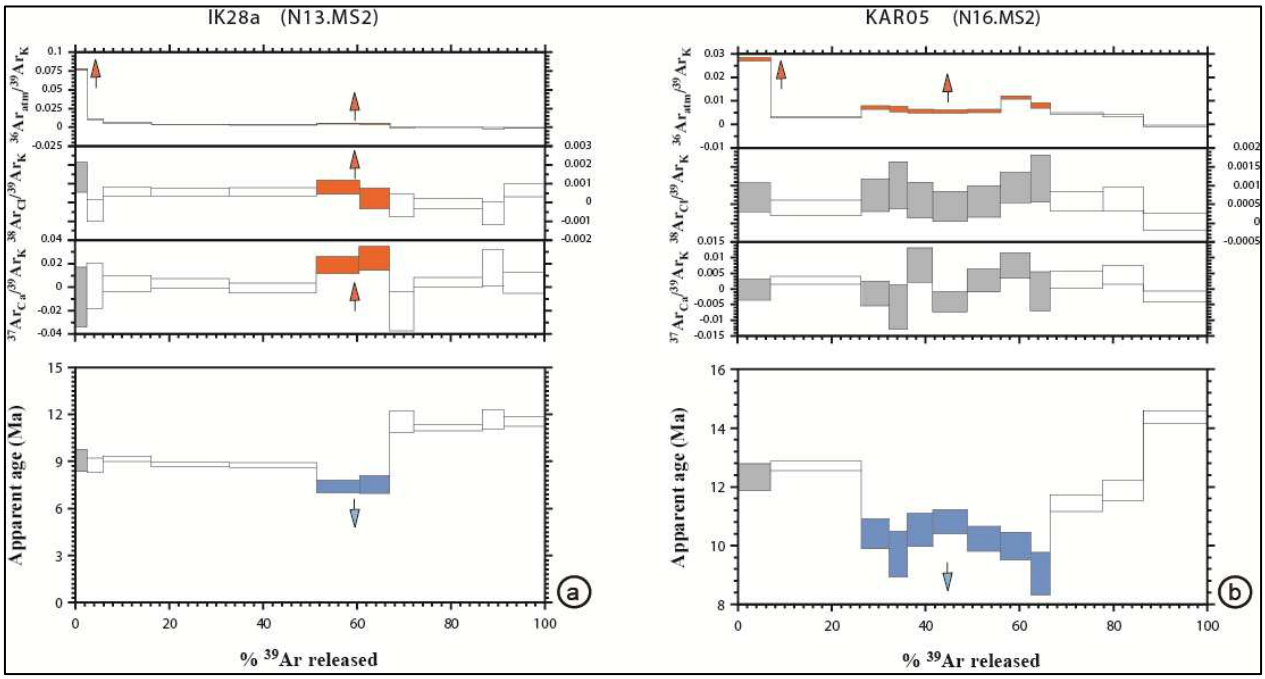


Figure 26 : Systématique de l'évolution des spectres d'âge et des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ au cours du dégazage. *Le premier palier montre un rapport $^{36}Ar/^{39}Ar$ significativement élevé, contaminé par une composante importante d'argon atmosphérique qui sera idéalement corrigée de l'âge. Un rajeunissement apparent vers le milieu de l'analyse est corrélé à l'augmentation des autres rapports, interprété comme la sollicitation d'un réservoir d'argon différent de celui de la muscovite, surement à relier à la présence de petites inclusions de cristaux de biotites.*

2.6.2.2 Présentation des résultats

Les résultats sont présentés dans un premier niveau dans l'ordre des échantillons classés dans l'ordre croissant d'intensité de la déformation ; la déformation cassante est placée en dernier ; et dans un second niveau par numéro d'analyse. Ils sont représentés dans la figure 27, dans laquelle les spectres d'âge des différents échantillons sont présentés séparément, et dans la figure 28, dans laquelle tous les spectres sont superposés sur le même diagramme. Ils sont représentés par différentes couleurs associées au classement des différents échantillons selon l'intensité de la déformation apparente croissante (bleue → vert → orange → rouge et en fin noir pour la déformation cassante). Les résultats sont également disponibles en annexe 4 sous la forme de tables de données. Les âges des différents paliers s'étalent entre 7.42 ± 0.39 et 14.38 ± 0.22 Ma. Les barres d'erreur, données à 1 sigma, sont très disparates, de l'ordre du dixième de pourcent et jusqu'à plusieurs pourcents de l'âge et s'étalent ainsi entre 0.03 et 0.78 Ma.

Le premier grain analysé dans l'échantillon KAR05 (N16.MS2) est relativement petit (axe long = 604 µm) et moyennement lourd (578 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant présente une distribution complexe de l'argon (Fig. 27). L'âge apparent est de 12.33 ± 0.46 Ma au premier palier. Il reste stable jusqu'à 25% d'^{39}Ar dégazé (second palier) pour diminuer vers 9-10 Ma jusqu'à 65% d'^{39}Ar dégazé. L'âge apparent augmente ensuite entre 11 et 12 Ma jusqu'à 85% d'^{39}Ar dégazé, puis à 14.38 ± 0.22 Ma au dernier palier. L'âge total est de 11.69 ± 0.12 Ma. Le second grain analysé (N23.MS2) est l'un des plus grands cristaux sélectionnés (axe long = 917 µm), et il est relativement lourd (917 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant est bien moins perturbé (Fig. 27). L'âge apparent est de 13.20 ± 0.32 Ma au premier palier. Il augmente à 13.76 ± 0.09 Ma au second palier. Cet âge apparent reste stable jusqu'à 58% d'^{39}Ar dégazé pour ensuite descendre vers 13-13.5 Ma jusqu'à 85% d'^{39}Ar dégazé. L'âge au denier palier remonte à 13.9 ± 0.03 Ma. L'âge total est significativement plus élevé que celui du premier grain, à 13.72 ± 0.05 Ma.

Le seul grain analysé dans l'échantillon KAR10 (N22.MS2) est le plus petit grain sélectionné (axe long = 542 µm), et le plus léger (222 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant est très homogène (Fig. 27). L'âge apparent est de 10.55 ± 0.33 Ma au premier palier et de 11.2 ± 0.04 Ma au second. Il reste relativement stable jusqu'au dernier palier à 10.96 ± 0.07 Ma. L'âge total est de 11.00 ± 0.06 Ma.

Le premier grain analysé dans l'échantillon KAR04 (N25.MS2) est relativement grand (axe

long = 792 µm) et lourd (728 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant est relativement peu perturbé (Fig. 27). L'âge apparent est de 9.83 ± 0.58 Ma au premier palier et augmente progressivement jusqu'à 11.57 ± 0.06 Ma au troisième palier (17% d'^{39}Ar dégazé). Il diminue ensuite progressivement jusqu'à 10.69 ± 0.06 Ma vers 65% d'^{39}Ar dégazé. L'âge apparent augmente ensuite progressivement jusqu'à 11.62 ± 0.05 Ma au dernier palier. L'âge total est de 11.22 ± 0.05 Ma. Le second grain analysé (N34.MS2) est relativement petit (axe long = 667 µm), et moyennement lourd (682 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant a une forme identique à celui du premier grain, mais est en tout point 1 à 1.5 Ma plus âgé (Fig. 27). L'âge total est donc plus élevé que celui du premier grain, à 11.99 ± 0.05 Ma.

Les résultats des échantillons Ik28a et Ik28b sont présentés ensemble car ils sont apparentés au même type de roche ayant les mêmes caractéristiques microstructurales. Le premier grain analysé dans l'échantillon Ik28a (N13.MS2) est relativement petit (axe long = 646 µm) et léger (294 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant est perturbé sur l'ensemble mais montre des segments relativement homogènes (Fig. 27). L'âge apparent est de 9.07 ± 0.69 Ma au premier palier et reste stable jusqu'à 50 % d'^{39}Ar dégazé. Il diminue ensuite vers 7.5 Ma jusqu'à 68% d'^{39}Ar dégazé puis augmente vers 11.5 Ma, valeur stable jusqu'au dernier palier à 11.56 ± 0.30 Ma. L'âge total est de 9.50 ± 0.10 Ma. Le second grain analysé dans l'échantillon Ik28b (N29.MS2) est le plus grand cristal sélectionné (axe long = 1083 µm), et il est relativement lourd (636 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant a un profil de type perte sur les 10 premiers pourcents d'^{39}Ar dégazé (Fig. 27). L'âge apparent est de 8.26 ± 0.76 Ma au premier palier et augmente rapidement à 11.18 ± 0.12 Ma à 10% d'^{39}Ar dégazé. Il reste relativement stable jusqu'au dernier palier à 11.35 ± 0.06 Ma malgré un palier incohérent vers 9.5 Ma. L'âge total est de 10.99 ± 0.04 Ma.

Le premier grain analysé dans l'échantillon Ik28d (N31.MS2) est relativement petit (axe long = 625 µm) et moyennement lourd (406 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant est relativement perturbé (Fig. 27). L'âge apparent est de 8.22 ± 0.62 Ma au premier palier et augmente significativement vers 11.5 Ma dès le second palier (5% d'^{39}Ar dégazé) pour rester relativement stable jusqu'à 45% d'^{39}Ar dégazé. Il diminue ensuite vers 11 Ma jusqu'à 75 % d'^{39}Ar dégazé er ré-augmente jusqu'à 11.71 ± 0.04 Ma au dernier palier. L'âge total est de 11.31 ± 0.05 Ma. Le second grain analysé (N35.MS2) est relativement grand (axe long = 771 µm) mais léger (264 µg) (Fig. 25). Le spectre résultant est le plus homogène des spectres obtenus et décrit un plateau du début à la fin du dégazage avec un âge total de 11.45 ± 0.05 Ma (Fig. 27).

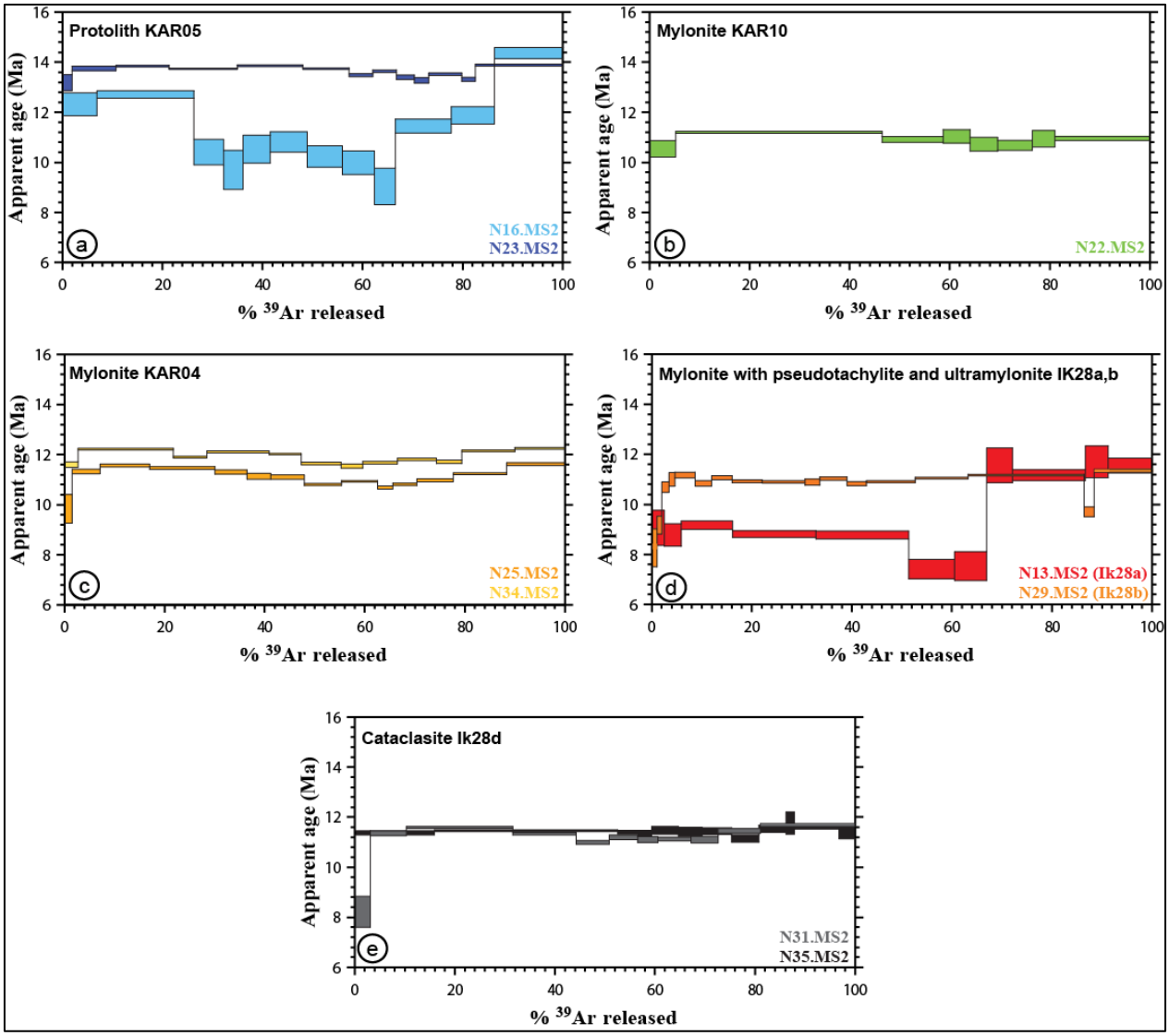


Figure 27 : Résultats des datations en step-heating. *Les diagrammes sont classés par échantillon triés dans l'ordre croissant d'intensité de la déformation de gauche à droite puis de haut en bas. Les spectres des différents grains analysés pour un même échantillon sont projetés sur le même diagramme.*

Les différents spectres décrits ci-dessus ont été superposés dans le même diagramme pour étudier leur évolution avec l'intensité de la déformation (Fig. 28). Au premier ordre, le diagramme montre que la majorité (78%) des âges apparents sont contenus dans la gamme 10.4-12.4 Ma, et ce quel que soit le facies tectonique. Dans ce premier ordre, l'homogénéité apparente des spectres sur l'échelle d'âge 6-16 Ma utilisée pour le diagramme fait que seulement deux spectres se dégagent significativement de cette gamme moyenne. Le grain correspondant à l'analyse N23.MS2 de l'échantillon KAR05 est associé à un âge global bien au-dessus de cette gamme avec un âge total

de 13.72 ± 0.05 Ma. Le grain correspondant à l'analyse N13.MS2 de l'échantillon Ik28a sort également de cette gamme moyenne pour les premiers paliers (jusqu'à 65 % d'^{39}Ar dégazé) qui sont associés à un âge apparent autour de 9 Ma.

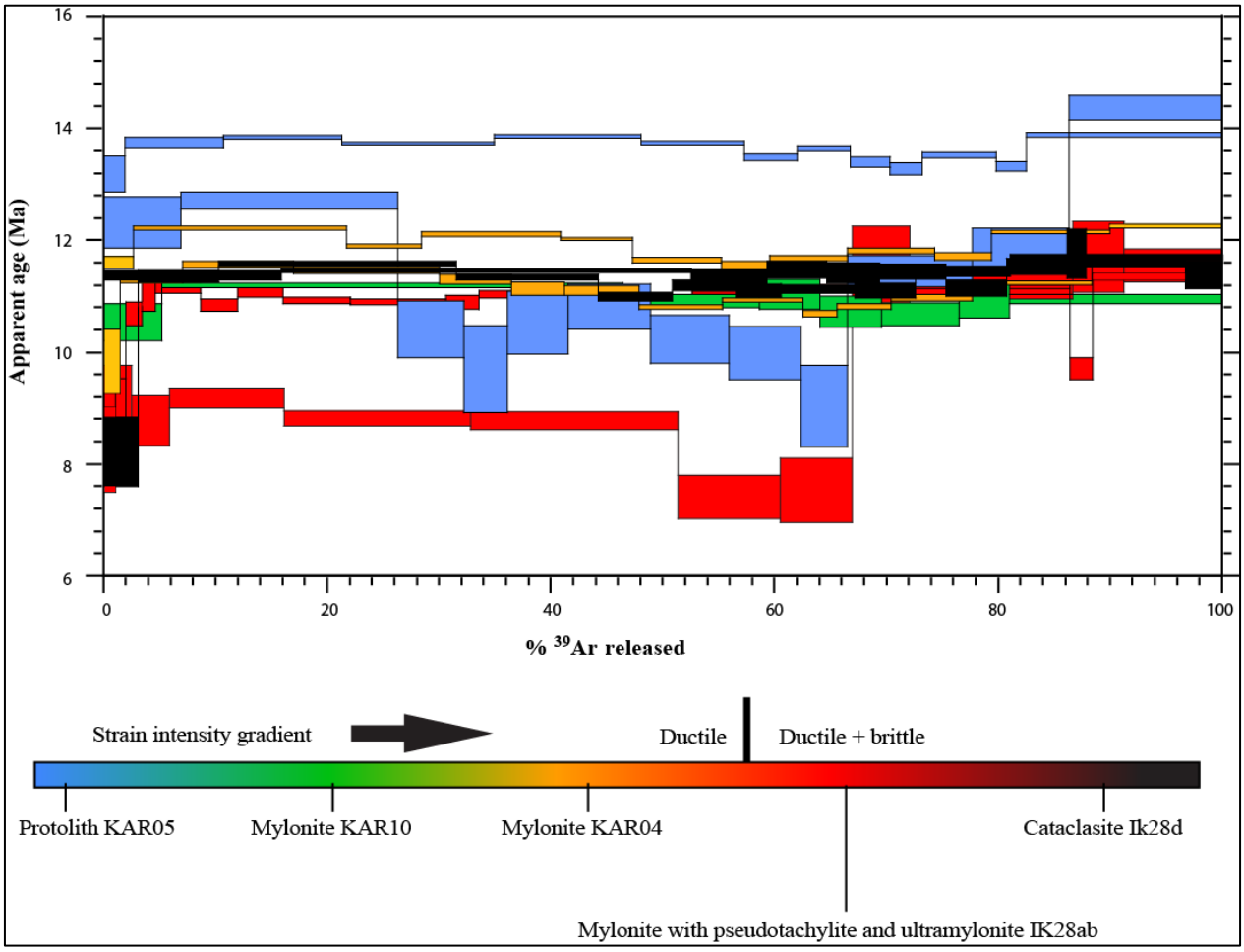


Figure 28 : Superposition de tous les spectres sur le même diagramme.

Au second ordre, les spectres montrent régulièrement dans leurs premiers paliers des âges apparents plus jeunes que dans le reste du spectre, ainsi que des profils de type perte, dans lesquels la remontée de l'âge se fait de manière progressive. Les âges à ces interceptes inférieurs sont inégaux en fonction des grains analysés. Il s'en dégage une gamme d'âge à l'intercepte inférieur relativement large, entre 8 et 13 Ma, qui contraste avec celle retrouvée à l'intercepte supérieur, entre ~11 et 12 Ma, mis à part les spectres associés au protolithe KAR05 qui ont des interceptes plus haut, vers 14 Ma. L'âge obtenu à l'intercepte inférieure diminue progressivement pour les

micas prélevés dans les échantillons de plus en plus déformés : 10.55 ± 0.33 Ma (KAR10 ; N22.MS2), 9.84 ± 0.58 (KAR04 ; N25.MS2), respectivement 9.07 ± 0.70 et 8.26 ± 0.76 (Ik28a et Ik28b ; N13.MS2 et N29.MS2) et 8.22 ± 0.62 (Ik28d ; N31.MS2). Cependant, il reste à noter que pour un même échantillon déformé, tous les grains ne montrent pas forcement de profil de type perte (KAR04 ; N34.MS2 et Ik28d ; N35.MS2).

Les données sur les âges ont été confrontées aux tailles des différents grains datés pour vérifier une éventuelle corrélation. L'âge total (Fig. 29a), l'âge au premier palier (Fig. 29b) et l'âge au dernier palier (Fig. 29c) ont été projetés en fonction de la surface calculée des grains. Il n'en ressort aucune corrélation claire entre les âges et les tailles de grain ($R^2<0.1$ dans tous les cas). Ces âges se corrèlent mieux avec l'intensité apparente de la déformation comme le montre la diminution de l'âge total (Fig. 29d) et encore mieux de l'âge au premier palier (Fig. 29e) avec l'évolution croissante de l'intensité de la déformation observée dans les échantillons prélevés le long du gradient. En accord avec ces observations, il n'existe pas de corrélation entre la taille des grains sélectionnés et l'intensité de la déformation retrouvée dans les échantillons (Fig. 29f).

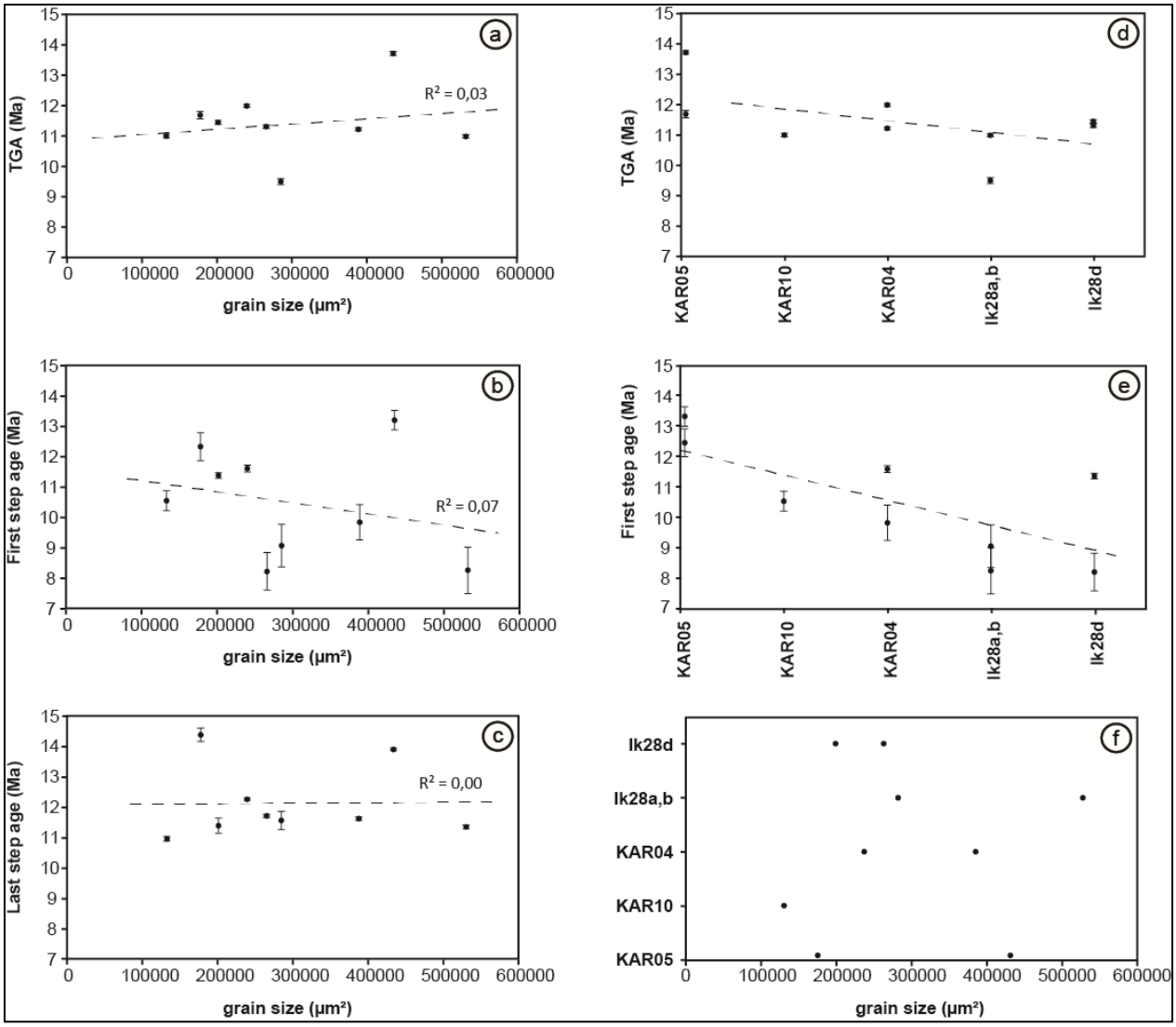


Figure 29 : Résultats des données d'âges projetés en fonction de la surface des grains et de l'intensité apparente de la déformation. *Décorrélation entre l'âge total (a), l'âge du premier palier (b) et l'âge du dernier palier (c) et la surface des grains. Anti-corrélation entre l'âge total (d) et l'âge du premier palier (e) et l'intensité de la déformation. (f) Décorrélation entre l'intensité de la déformation et la taille de grain. TGA : âge total pour « total gaz age ».*

2.6.3 Résultats des datations *in situ*

Les datations *in situ* (voir protocoles de préparation et d'analyse des échantillons en annexe 3) concernent les échantillons KAR10 (1 section polie KAR10F (N62.MS1)) et Ik28a (2 sections polies Ik28aA (N61.MS1) et IK28aB (N63.MS1)) qui sont situés structuralement à une dizaine de mètres l'un de l'autre mais caractérisés par une intensité de déformation bien différente, le premier

étant une mylonite (résultats présentés en premier), et le second une mylonite encaissant des ultramylonites et des pseudotachylites (résultats présentés dans un second temps). Pour ces deux échantillons, les datations se sont portées sur le mica blanc, le feldspath potassique et la biotite. Les analyses portant sur le feldspath potassique ont été à 95 % réalisées par Nicolas Mora, qui a effectué un stage de master 2 dans le cadre de cette thèse, que j'ai principalement encadré. Pour chaque section polie, les résultats sont présentés dans un premier temps sous la forme de cartographies d'âges. La variation des âges est alors représentée sous la forme de différentes couleurs représentant différentes gammes d'âges, sauf dans le cas de la biotite (faible nombre d'analyses donc les résultats sont directement indiqués près des zones ablatées). Cette représentation se fait sur une photographie de la section polie pour la muscovite et la biotite et sur l'image BSE réalisée au MEB pour le feldspath potassique. Une figure supplémentaire par section polie est donnée pour les datations sur mica blanc. Elle montre un zoom de la cartographie d'âge sur une zone remarquable qui a fait l'objet de cartographies élémentaires au préalable de l'irradiation. La dernière figure par section est un diagramme d'âge dans lequel les données sont triées par valeur d'âge. Ces spectres d'âges pour les différentes sections polies sont superposés sur le même diagramme dans la dernière figure de cette sous-section, avec les résultats des datations en step-heating pour comparaison. Les résultats sont également disponibles en annexe 4 sous la forme de tables de données et en annexe 6 sous la forme de spectres complets comprenant l'évolution des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ au fil des mesures. Mis à part trois âges très jeunes associés à des barres d'erreur plus grandes que l'âge calculé, les âges ponctuels s'étalent entre 6.01 ± 1.54 et 14.03 ± 0.34 Ma. Les barres d'erreur sont très disparates, de l'ordre du pourcent et jusqu'à plusieurs dizaines de pourcents de l'âge et s'étalent entre 0.11 et 2.55 Ma. Ces erreurs augmentent pour les âges les plus jeunes en raison du faible signal en ^{40}Ar obtenu lors de l'ablation.

2.6.3.1 Mylonite KAR10 ; section polie KAR10F (N62.MS1)

La section polie (Fig. 30) montre de nombreux porphyroclastes de feldspath potassique et de plagioclase (couleur claire) possédant ou non des inclusions de quartz (transparent) et de biotite (couleur sombre). Ces porphyroclastes sont entourés par des zones partiellement recristallisées à quartz, plagioclase et feldspath potassique (niveaux blancs finement cristallisés) et de mica blanc, dont les cristaux forment une forte interconnexion (couleur sombre et ocre). Ces zones recristallisées forment les deux structures décrites dans les sections précédentes, à savoir une

foliation, verticale sur la figure 30, et des bandes de cisaillement orientées à 30-45° (sens horaire) de la foliation.

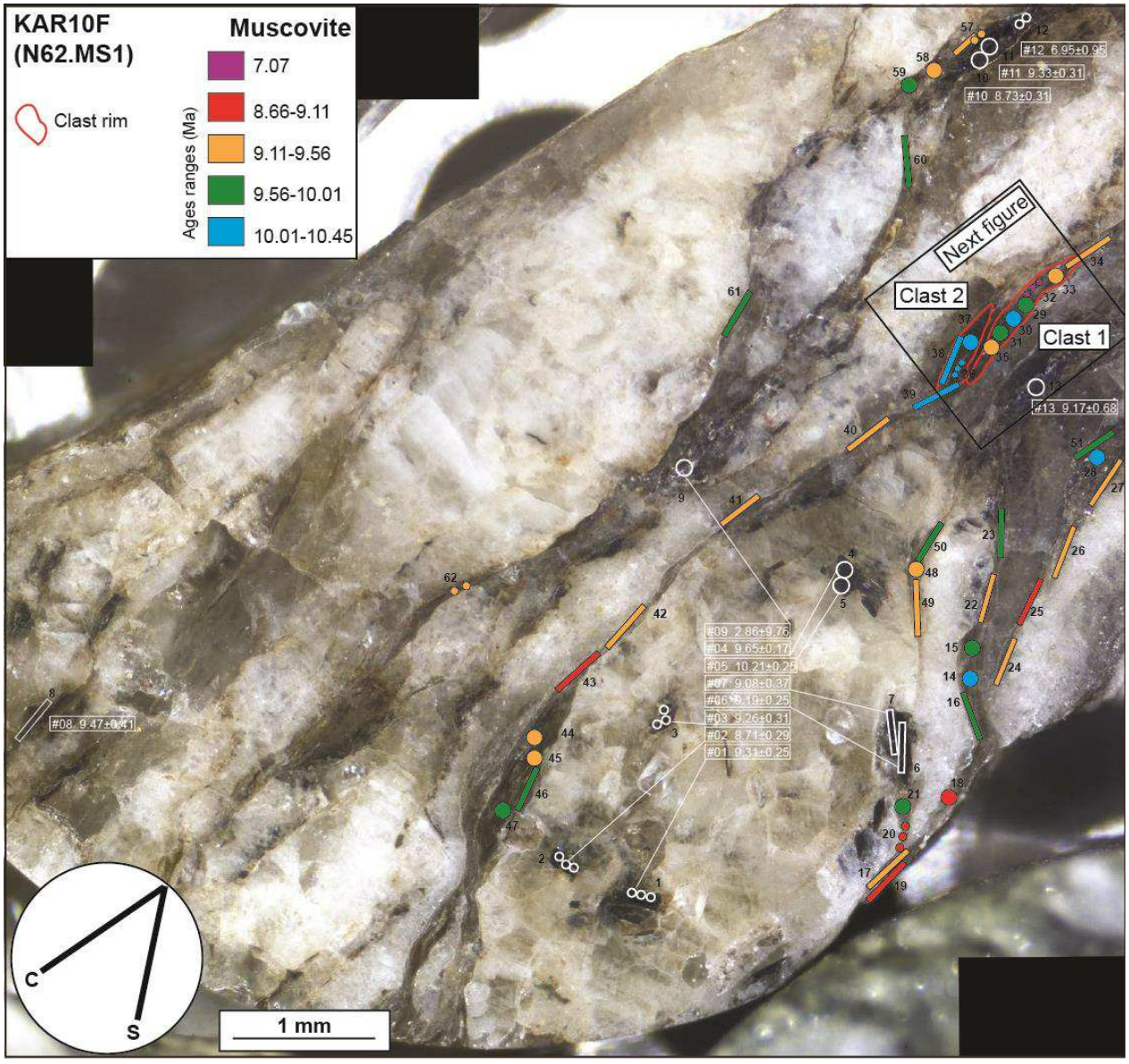


Figure 30 : Cartographie des âges obtenus sur les micas de la section polie KAR10F (N62.MS1). *Les âges des biotites sont indiqués directement en blanc. Les âges sur le mica blanc sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en haut à gauche). Les clastes dont les bordures sont entourées sont présentés dans la figure suivante.*

Les âges concernant la biotite s'étalent entre 2.86 ± 9.76 et 10.21 ± 0.25 Ma et ne se corrèlent globalement pas à leur position texturale, soit en inclusion dans les porphyroclastes de feldspaths, soit dans la foliation.

Les âges concernant le mica blanc s'étalent entre 7.07 ± 0.66 et 10.45 ± 0.15 Ma. Ils se corrèlent assez bien avec les structures. Les âges les plus vieux (10.01-10.45 Ma) sont systématiquement retrouvés dans les clastes de muscovite (exemple des clastes 1 et 2 sur la figure 30). La gamme d'âge directement inferieure (9.56-10.01 Ma) se retrouve également dans les clastes, particulièrement dans leur bordure, mais aussi dans la foliation. La gamme suivante (9.11-9.56 Ma) est retrouvée dans la foliation et les bandes de cisaillement. Les âges les plus jeunes (7.07-9.11 Ma) sont exclusivement retrouvés dans les bandes de cisaillement. Il est donc globalement observé un rajeunissement des âges dans cet ordre de textures : clastes → bordure de clastes → foliation → bandes de cisaillement. Un zoom a été réalisé sur les clastes 1 et 2, qui forment des mica-fishes (Fig. 31). Pour le claste 1, les cartographies élémentaires montrent des zonations chimiques dans lesquelles les compositions magmatiques muscovitiques riches en Ti et Al sont représentées par le cœur du claste, et les compositions plus phengitiques riches en Mg sont représentées par les queues de recristallisation et les bandes de cisaillement. Le claste 2 a une composition chimique plus homogène proche de celle du cœur du claste 1. Les âges les plus vieux (10.01-10.45 Ma) sont retrouvés dans les muscovites riches en Ti et Al (cœur du claste 1, analyse 30, et entièreté du claste 2, analyses 36, 37 et 38) et dans le début de la bande de cisaillement à gauche (analyse 39). La gamme suivante (9.56-10.01 Ma) est retrouvée aux bordures du cœur muscovitique du claste 1 (analyses 29 et 31). La gamme suivante (9.11-9.56 Ma) est retrouvée dans les parties recristallisées plus phengitiques riches en Mg (analyses 33, 34 et 35). L'âge le plus jeune de la section polie (analyse 32) est retrouvé à cheval entre le cœur muscovitique du claste 1 et sa partie recristallisée plus phengitique. Les gammes d'âges ne sont pas forcément discernables les unes des autres en tenant compte des barres d'erreur sur ces analyses mis à part les gammes extrêmes 10.01-10.45 et 9.11-9.56 Ma, se discernant également de l'âge le plus jeune 7.07 ± 0.66 Ma.

Les âges concernant le feldspath potassique (Fig. 32) s'étalent entre 6.19 ± 2.55 et 14.03 ± 0.34 Ma. Les âges les plus vieux (12.07-14.03 Ma) sont systématiquement retrouvés dans les porphyroclastes, particulièrement dans celui sans inclusions en haut à gauche. Le porphyroclaste à inclusions en bas de l'image possède uniquement une analyse dans cette gamme (analyse 56). La gamme d'âge directement inferieure (10.11-12.07 Ma) se retrouve également uniquement dans les porphyroclastes. La gamme suivante (8.15-10.11 Ma) est aussi bien retrouvée dans le porphyroclaste à inclusions que dans les petits cristaux déformés situés dans les zones

recristallisées (foliation ou bande de cisaillement). Les âges les plus jeunes (6.19-8.15 Ma) sont exclusivement retrouvés dans les petits cristaux déformés des zones recristallisées.

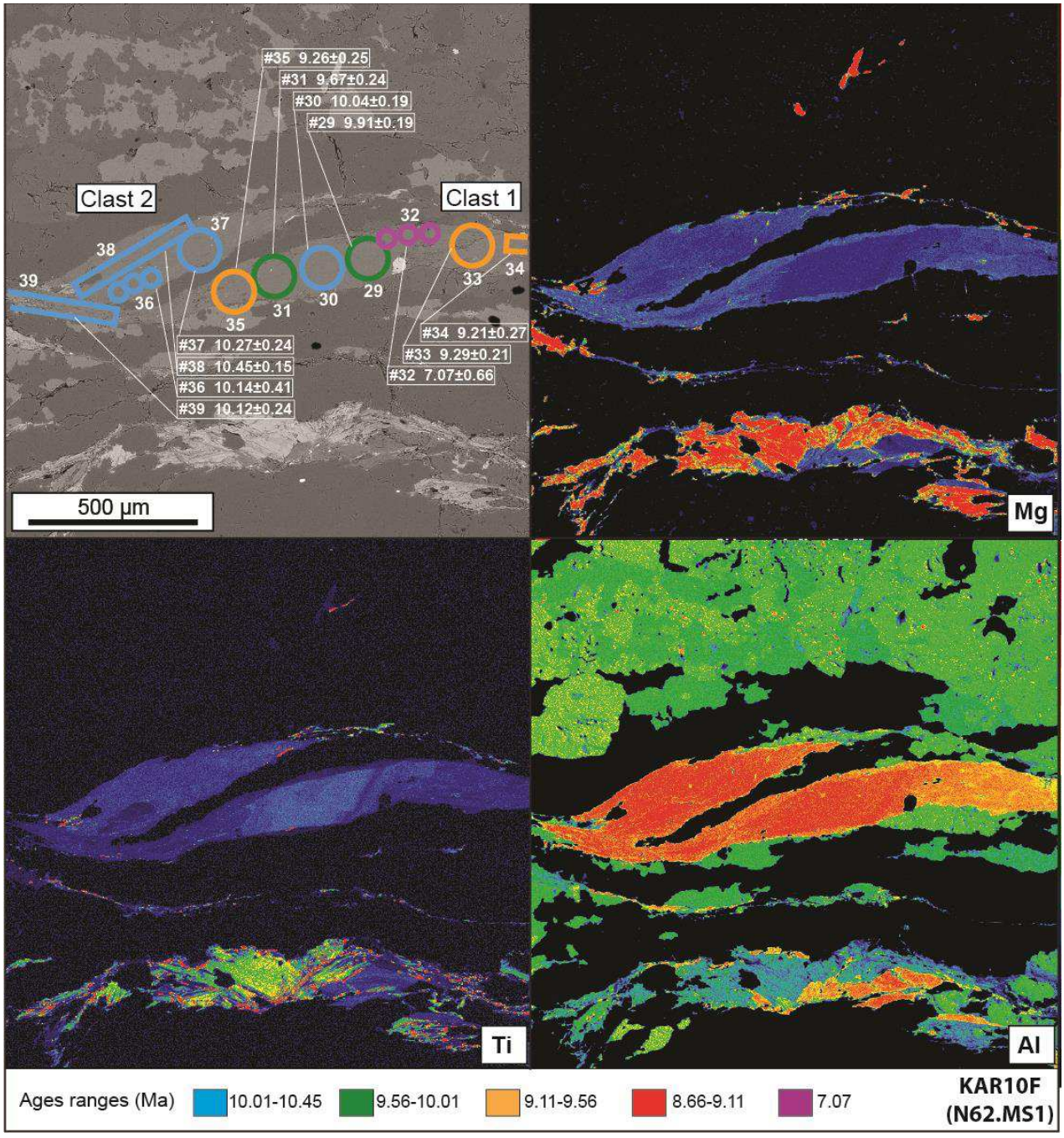


Figure 31 : Zoom des cartographies d'âges sur le mica blanc, centré sur les clastes de muscovite 1 et 2, confrontées aux cartographies élémentaires réalisées au MEB. *Les âges les plus jeunes sont retrouvés dans les parties recristallisées plus phengitiques et plus riches en Mg. Les âges les plus vieux sont retrouvés dans les parties magmatiques muscovitiques (cœur des clastes) riches en Al et Ti. Les couleurs sont données en échelle relative croissante des couleurs froides vers les couleurs chaudes.*

Il est possible d'observer un rajeunissement des âges depuis le cœur des porphyroclastes non déformés vers les petits cristaux situés dans les zones déformées, formant des mélanges avec les cristaux de plagioclase (voir section sur les microstructures). Il n'existe pas de zonation d'âge dans les porphyroclastes.

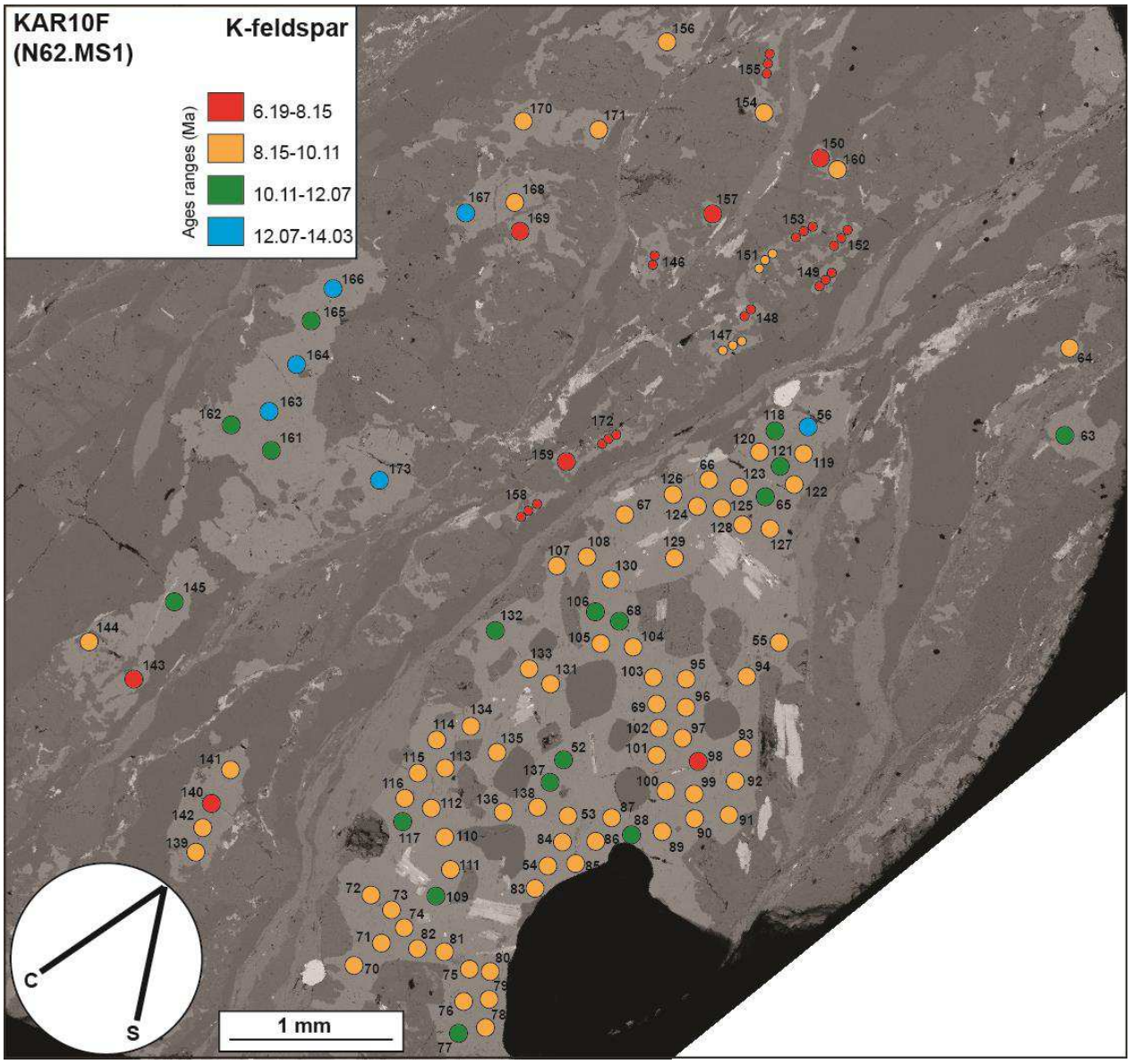


Figure 32 : Cartographie des âges obtenus sur le feldspath potassique de la section polie KAR10F (N62.MS1). *Les âges sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en haut à gauche).*

La figure 33 est un diagramme dans lequel les données qui ont été présentées ci-dessus sont

projetées dans l'ordre croissant d'âges de gauche à droite pour les trois phases minérales datées. Les données pour le feldspath potassique englobent tout le spectre. Les données les plus jeunes (~ 6-8.5 Ma) et les plus vieilles (~10-14 Ma) sont d'ailleurs uniquement représentées par le feldspath potassique, les plus jeunes étant représentées par les petits cristaux déformés. Les données concernant la biotite et le mica blanc occupent tout le spectre sans ces deux extrêmes (~8.5-10 Ma) occupés par le feldspath potassique. Les âges obtenus sur mica blanc et sur biotite sont similaires. Pour le mica blanc, les âges les plus vieux (~9.5-10 Ma) sont plutôt représentés par les clastes de muscovite (cœurs et bordures) alors que les phengites dans les bandes de cisaillements et les queues de recristallisation sont associées aux âges les plus jeunes (~8.5-9.5 Ma). Les âges dans la foliation englobent globalement tout le spectre d'âge occupé par le mica blanc (~8.5-10 Ma).

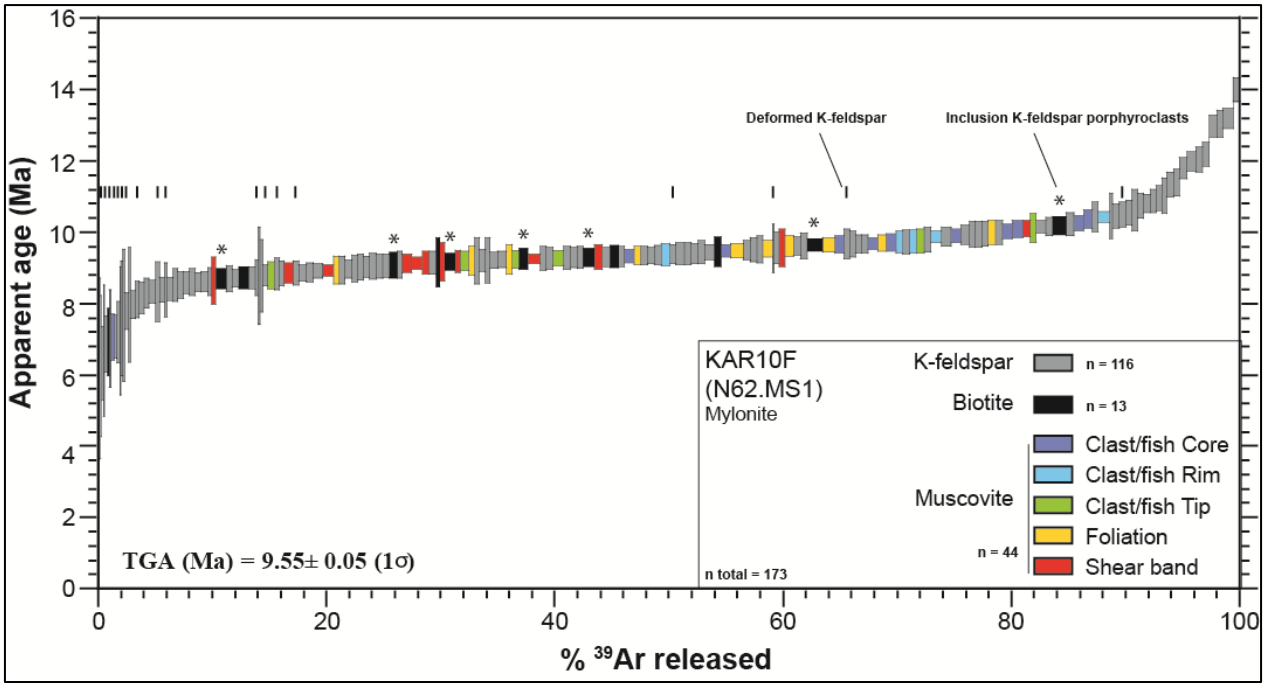


Figure 33 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie KAR10F (N62.MS1) sur le mica blanc, la biotite et le feldspath potassique. *Les différentes phases minérales et les différentes textures sont représentées par des couleurs et des symboles différents (voir encadré en bas à droite).*

2.6.3.2 Mylonite à ultramylonites et pseudotachylites Ik28a, section polie Ik28aA (N61.MS1)

La section polie (Fig. 34) est traversée par une bande aux cristaux très fins qui concentre la

déformation (sub-horizontale sur la photo) semblant recouper les bandes de cisaillement (orientées à ~ 5-10° sens horaire par rapport à la bande) et la foliation (orientées à ~ 30-45° sens horaire par rapport à la bande).

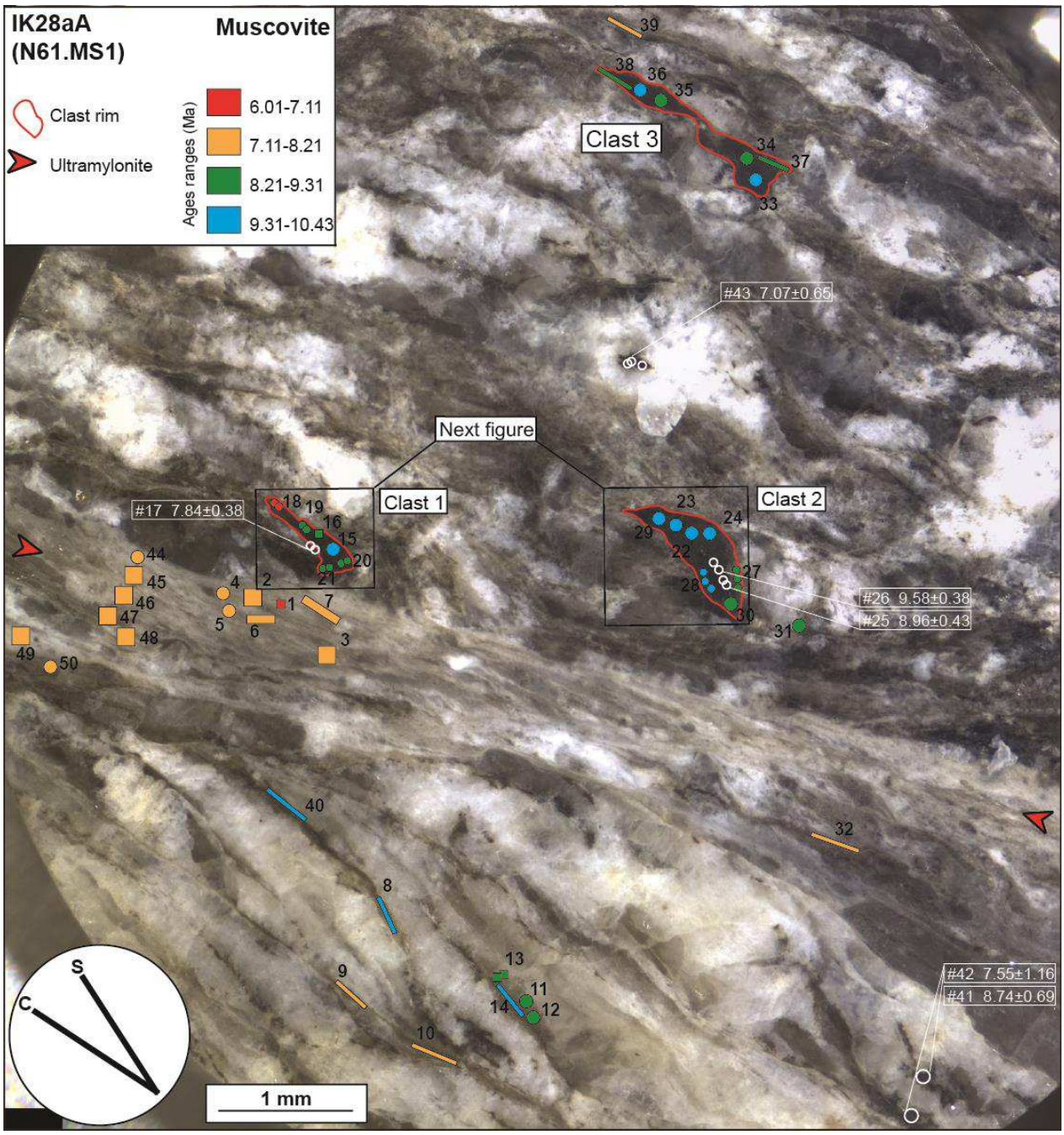


Figure 34 : Cartographie des âges obtenus sur les micas et l'ultramylonite de la section polie Ik28aA (N61.MS1). *Les âges des biotites sont indiqués directement en blanc. Les âges sur le mica blanc sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en haut à gauche). Les clastes dont les bordures sont entourées sont présentés dans la figure suivante.*

La foliation et les bandes de cisaillement sont très bien définies encore une fois par l'interconnexion des cristaux de muscovite entre les domaines à feldspaths qui eux marquent principalement la foliation. De nombreux clastes de muscovite magmatique sont présents et forment des mica-fishes entre les bandes de cisaillement. L'ambiguïté de la nature de la bande concentrant la déformation (i.e. pseudotachylite ou ultramylonite, voir sections sur les structures) et de la phase porteuse du potassium (mica blanc, feldspath potassique ou verre) fait que les âges obtenus dans cette structure sont comparés à la fois aux âges obtenus sur muscovite et sur feldspath potassique. Ces âges « moyennent » les âges véritables de chaque phase minérale présente dans cette structure car la taille du spot (50 à 100 µm) est largement supérieure à la taille de grain dans la structure.

Les âges concernant la biotite s'étalent entre 7.07 ± 0.65 et 9.58 ± 0.38 Ma. Les deux âges les plus vieux sont retrouvés dans les cristaux en inclusion dans le claste 2 de muscovite, les autres dans les cristaux présents dans la foliation.

Les âges concernant la muscovite et les âges concernant l'ultramylonite s'étalent entre 6.01 ± 1.54 et 10.43 ± 0.20 Ma. Ils se corrèlent assez bien, au moins en relatif, avec les structures. Les deux gammes d'âges les plus élevées (9.31-10.43 et 8.21-9.31 Ma) se retrouvent aussi bien dans les clastes muscovitiques (exemple des clastes 1 et 2 sur la figure 34) et dans la foliation. La gamme d'âge directement inferieure (7.11-8.21 Ma) se retrouve exclusivement dans les bandes de cisaillement et l'ultramylonite. Les âges les plus jeunes (6.01-7.11 Ma) concernent deux analyses, l'une réalisée dans l'ultramylonite (analyse 1) et l'autre réalisée dans la queue de recristallisation du claste 1 au niveau d'une bande de cisaillement (analyse 18). Un zoom a été réalisé sur les clastes 1 et 2 (Fig. 35). Pour ces deux clastes, les cartographies élémentaires montrent des zonations chimiques, avec des bordures de grain de compositions chimiques plus phengitiques, enrichies en particulier en Mg. Les analyses effectuées dans les zones phengitiques montrent globalement des âges plus jeunes, discernables en tenant compte des barres d'erreur (sauf pour l'analyse 27 sur le claste 2) des âges retrouvés dans le cœur des clastes. A l'inverse, le claste 1 montre des variations d'âges discernables en tenant compte des barres d'erreur dans son cœur et sans variations de compositions chimiques apparentes (à comparer les analyses 15, 16 et 19).

Les âges concernant le feldspath potassique et les âges concernant l'ultramylonite (Fig. 36) s'étalent entre 6.01 ± 1.54 et 8.85 ± 0.3 Ma. Les âges les plus vieux (8.14-8.85 Ma) sont systématiquement retrouvés dans les zones les moins déformées, à la taille de grain relativement

grande et aux contours relativement réguliers. Une seule analyse de cette gamme est retrouvée dans l'ultramylonite (analyse 47). Les gammes suivantes (7.43-8.14, 6.72-7.43 et 6.01-6.72) sont réparties aléatoirement dans les cristaux de feldspath potassique plus fins et plus déformés et dans l'ultramylonite.

La figure 37 est un diagramme dans lequel les données qui ont été présentées ci-dessus sont projetées dans l'ordre croissant d'âge de gauche à droite pour les trois phases minérales datées.

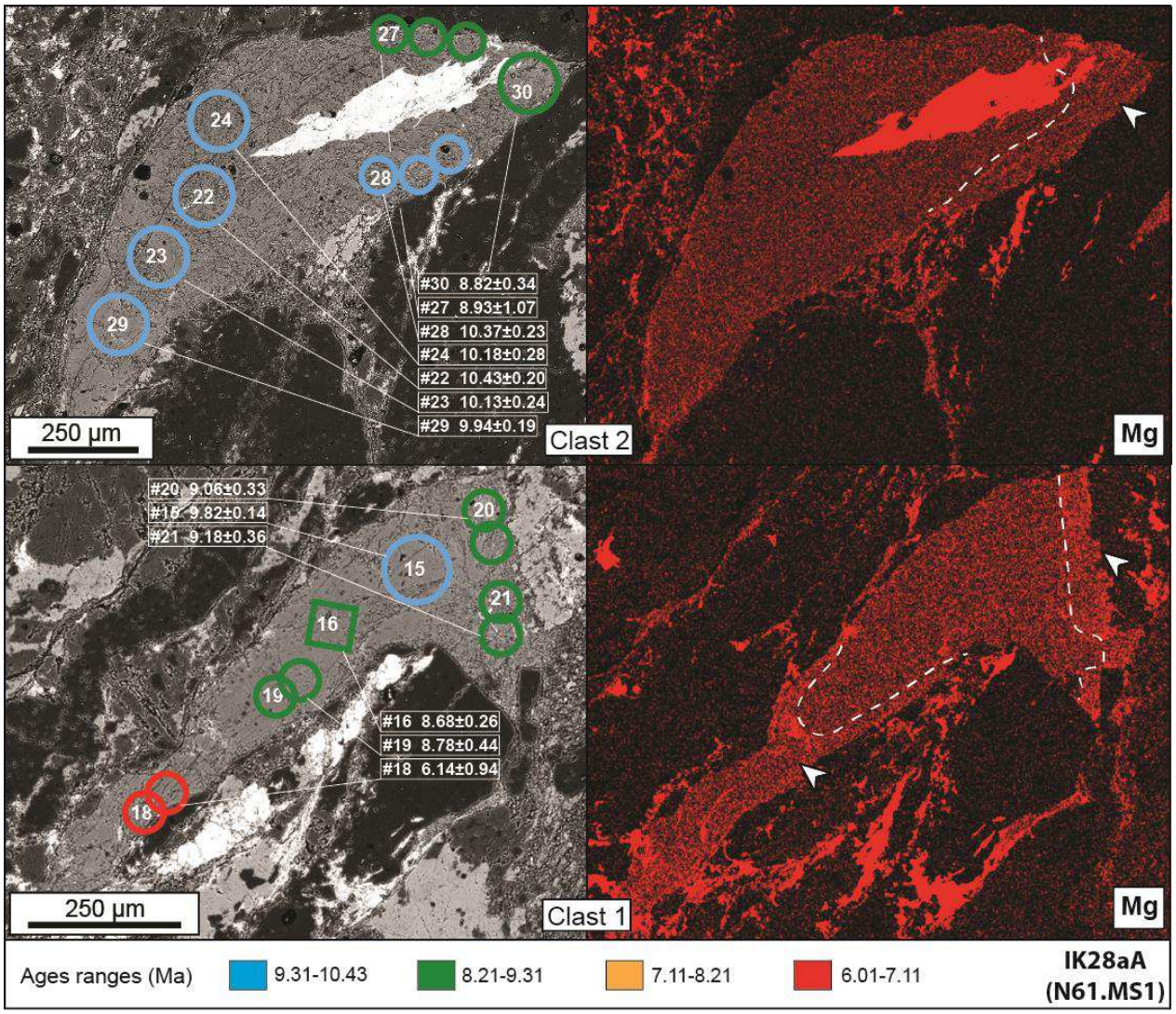


Figure 35 : Zoom des cartographies d'âges pour le mica blanc, centré sur les clastes de muscovite 1 et 2, confrontées aux cartographies élémentaires réalisées au MEB. *Les cartographies élémentaires montrent des zonations chimiques (exemple du Mg, relativement riche dans les bordures plus phengitiques des clastes, flèche blanche) qui sont corrélées aux âges (âges jeunes dans les parties plus phengitiques).*

Les données pour le feldspath potassique englobent les deux premiers tiers des données les plus jeunes du spectre (~6-8.5 Ma). Les âges les plus jeunes obtenus dans le feldspath potassique (~6-7.5 Ma) sont portés par les plus petits cristaux. Les âges obtenus dans la biotite et le mica blanc occupent tout le spectre (~6-10.5 Ma). Ces âges sont d'ailleurs assez similaires. Concernant la biotite, les deux âges les plus vieux sont retrouvés dans les cristaux en inclusion dans le claste 2 de muscovite. Concernant le mica blanc, les âges les plus vieux (~9-10 Ma) sont plutôt représentés par les clastes muscovitiques (cœurs, bordures et queues) et la foliation alors que les cristaux de phengite dans les bandes de cisaillement sont associés aux âges les plus jeunes (~6-8 Ma). Enfin les âges retrouvés dans l'ultramylonite sont homogènement jeunes (~7-8 Ma).

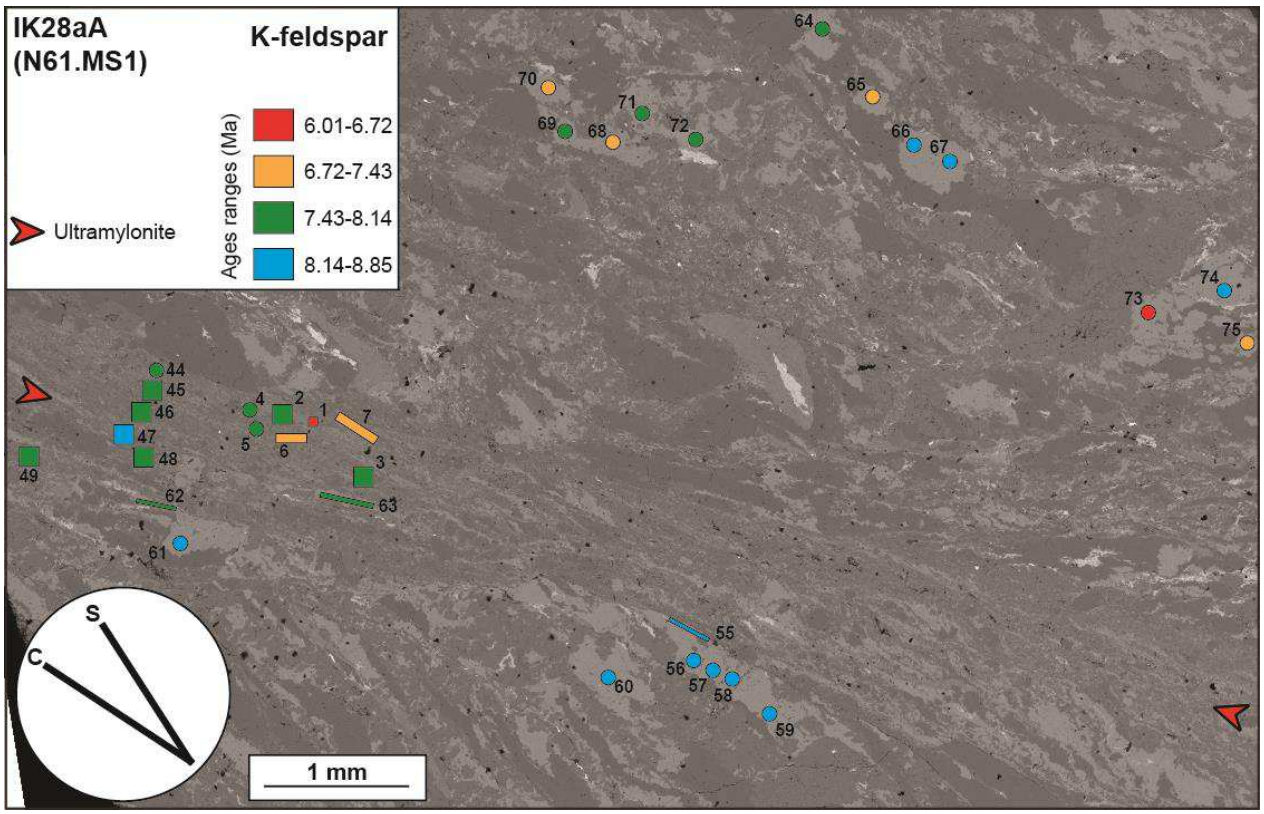


Figure 36 : Cartographie des âges obtenus sur le feldspath potassique et l'ultramylonite de la section polie Ik28aA (N61.MS1).
Les âges sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en haut à gauche).

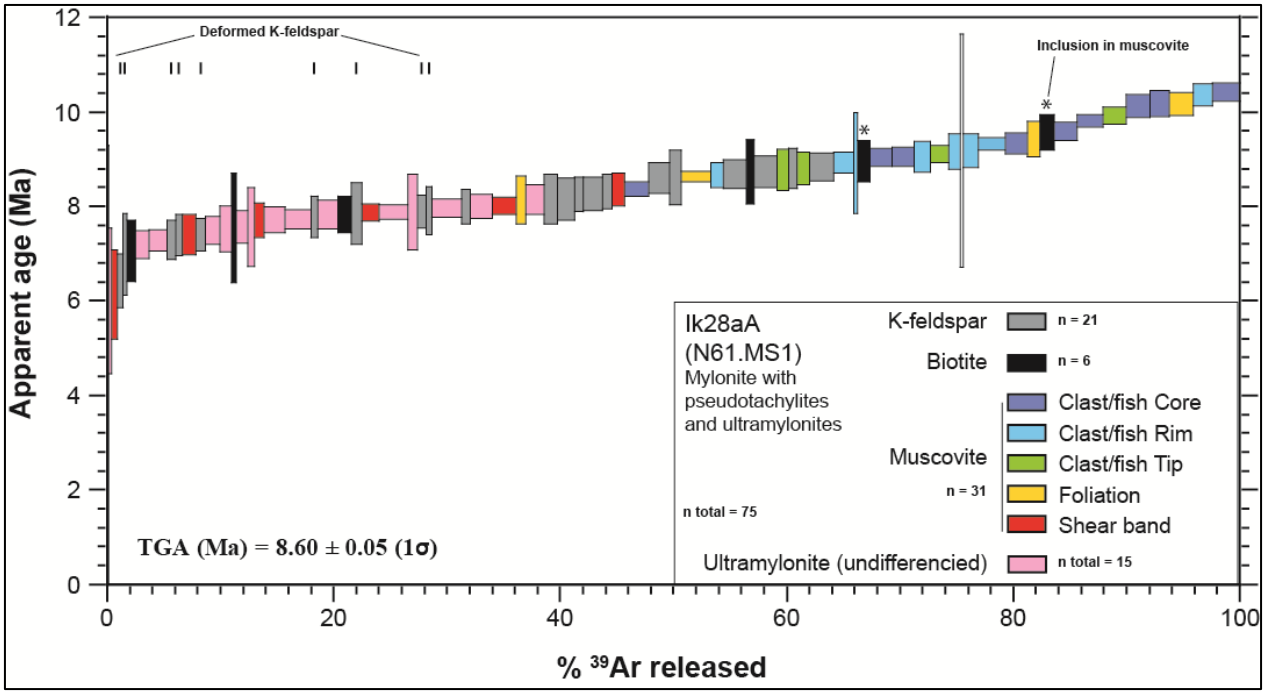


Figure 37 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie Ik28aA (N61.MS1) sur la muscovite, la biotite, le feldspath potassique et l'ultramylonite. *Les différentes phases minérales et les différentes textures sont représentées par des couleurs et des symboles différents (voir encadré en bas à droite).*

2.6.3.3 Mylonite à ultramylonites et pseudotachylites Ik28a ; section polie Ik28aB (N63.MS1)

La section polie provient du même échantillon qui a été présenté ci-dessus (Fig. 38). Cette section polie est également traversée par une bande d'ultramylonite (orientée à 45° horaire de la verticale sur la photo) recoupant la foliation (sub-horizontale sur la photo). Les bandes de cisaillement très localisées sont orientées parallèlement à la bande d'ultramylonite. En haut à gauche, une autre zone à grains très fins ressemblant à la bande du bas de la section polie est également présente. Il sera noté la présence de figures d' « érosion » préférentielle de certains minéraux de la roche encaissante le long de l'éponte de l'ultramylonite (Fig. 39). Ces figures seront discutées dans la section discussion. Ces structures en attendant seront nommées ultramylonite. Cette section polie a été sélectionnée notamment en raison de la présence de clastes (clastes 1 et 2) de muscovite dans la bande d'ultramylonite.

Les âges concernant le mica blanc et l'ultramylonite s'étalent entre 6.63 ± 0.79 et 10.64 ± 0.15 Ma. Les âges montrent une assez bonne corrélation avec les structures. L'âge le plus vieux

(10.64 ± 0.15 Ma) est retrouvé dans le cœur de claste 1 dans l'ultramylonite. La gamme d'âge directement inferieure (9.31-10.43 Ma) est également retrouvée dans le cœur du claste 1 et sur l'entièreté du claste 2, également situé dans l'ultramylonite (une seule analyse (analyse 9) a pu être effectuée dans ce petit claste). La gamme suivante (8.21-9.31 Ma) est retrouvée dans les bordures du claste 1, dans une analyse située à cheval entre le claste 2 et l'ultramylonite (mélange), dans le claste 3 situé dans la foliation, et dans les ultramylonites.

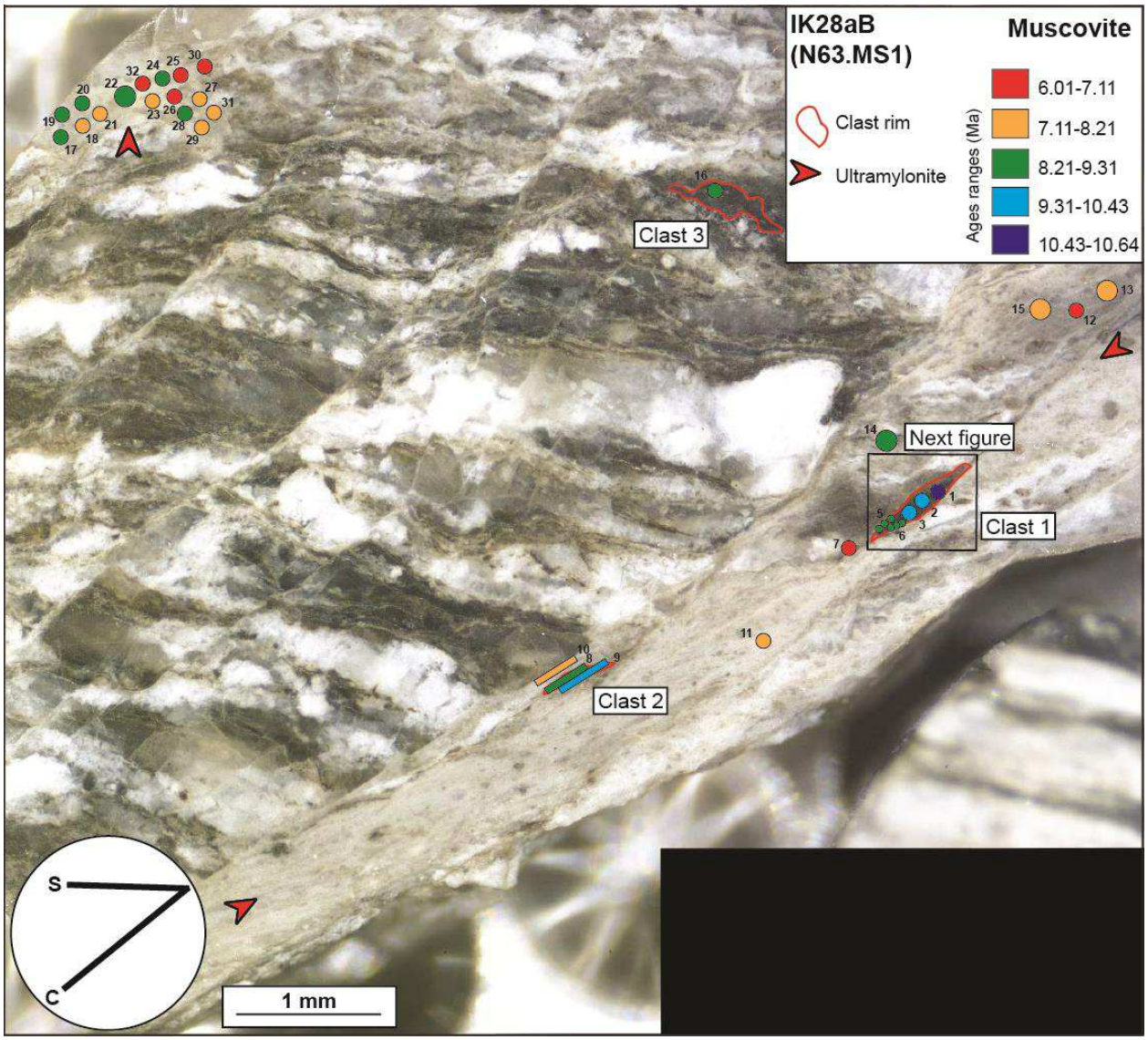


Figure 38 : Cartographie des âges obtenus sur le mica blanc et l'ultramylonite de la section polie Ik28aB (N63.MS1). *Les âges sur le mica blanc sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en haut à droite). Le claste 1, dont les bordures sont entourées, est présenté dans la figure suivante.*

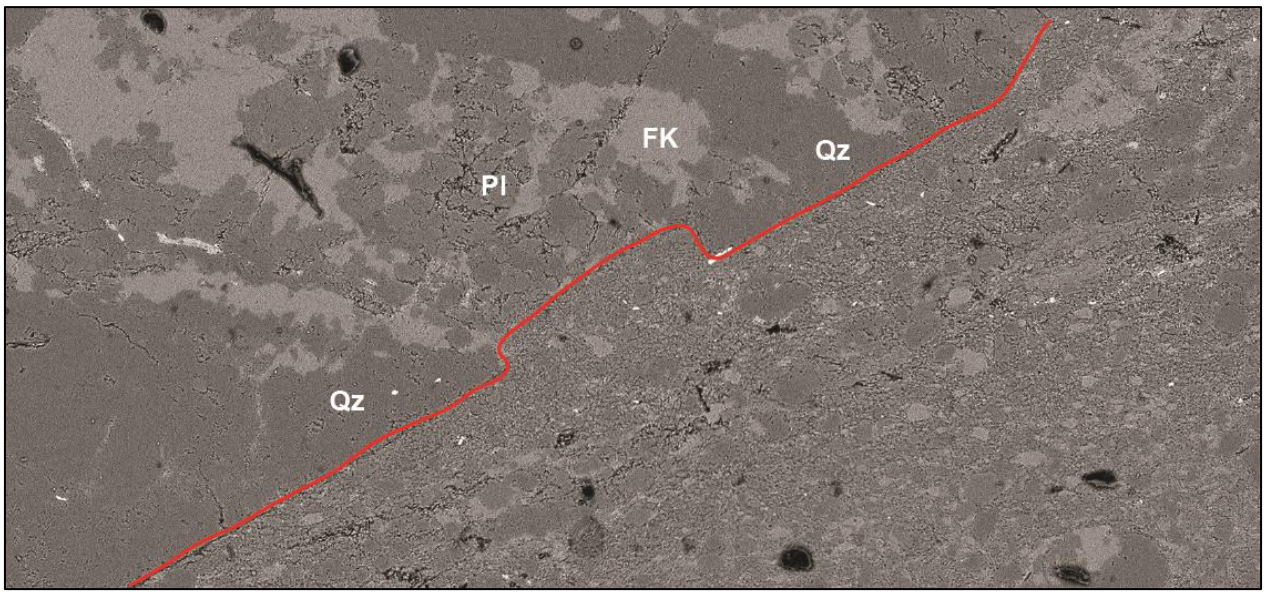


Figure 39 : Erosion préférentielle des feldspaths de la roche encaissant (en haut) l'ultramylonite (en bas).

Les gammes suivantes les plus jeunes (7.11-8.21 et 6.01-7.11 Ma) sont retrouvées exclusivement dans les ultramylonites. Un zoom a été réalisé sur le claste 1 situé dans l'ultramylonite (Fig. 40). Les cartographies élémentaires ne montrent pas de zonations chimiques (l'exemple du Mg est pris sur la figure 40). Pourtant une zonation des âges est assez bien visible avec des âges plus vieux en cœur du claste (analyses 1, 2 et 3) qu'en bordure (analyses 5 et 6). Ils sont discernables en tenant compte des barres d'erreur.

Les âges concernant le feldspath potassique (Fig. 41) s'étalent entre 6.63 ± 0.79 et 9.39 ± 0.34 Ma. Les âges les plus vieux (8.85-9.39 Ma) sont systématiquement retrouvés dans les cristaux les plus gros, mis à part l'analyse 22 située dans l'ultramylonite en haut de l'image. Les gammes suivantes, plus jeunes (8.14-8.85 et 7.43-8.14 Ma) sont aussi bien retrouvées dans les petits cristaux dans la foliation que dans les ultramylonites. Les gammes les plus jeunes (6.72-7.43 et 6.01-6.72 Ma) sont exclusivement retrouvées dans les ultramylonites.

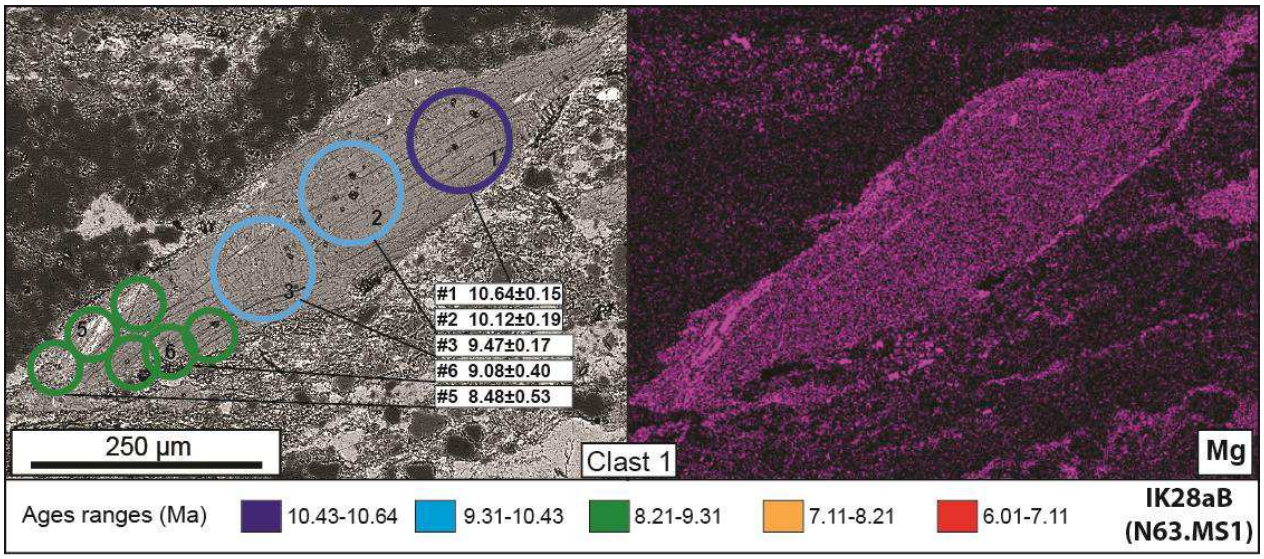


Figure 40 : Zoom des cartographies d'âges sur le claste de muscovite 1, confrontées aux cartographies élémentaires réalisées au MEB. *Les cartographies élémentaires ne montrent pas de zonations chimiques. La variation d'âge montrant des zonations discernables en tenant compte des barres d'erreur, notamment de type cœur-bordure, n'est donc pas corrélée aux variations de compositions chimiques dans le claste.*

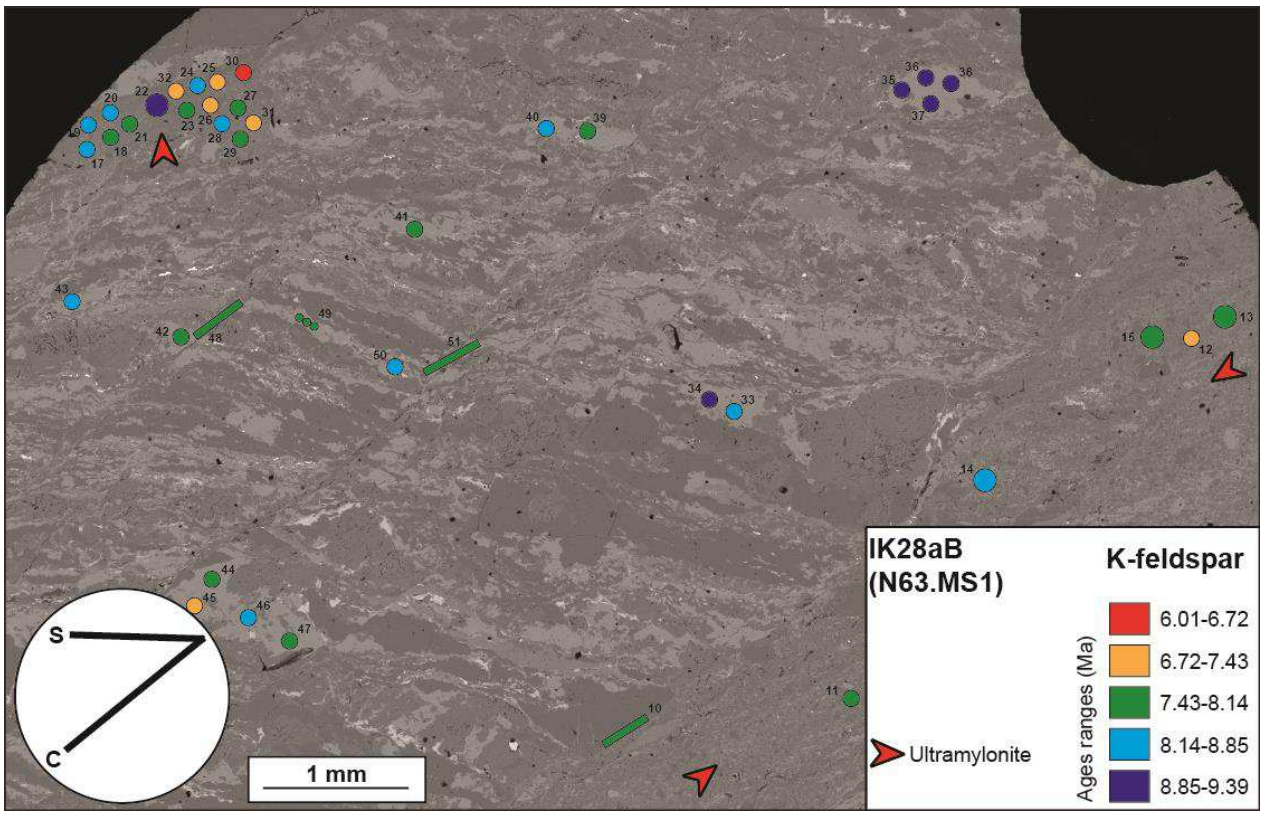


Figure 41 : Cartographie des âges obtenus sur le feldspath potassique et l'ultramylonite de la section polie Ik28aB (N63.MS1). *Les âges sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en bas à droite).*

2.6.3.4 Synthèse des âges

La gamme d'âges obtenue par les datations *in situ* sur mica blanc, biotite et feldspath potassique ainsi que les spectres d'âges des datations en step-heating (muscovite) pour les deux échantillons analysés en *in situ* (KAR10 et Ik28a) ont été superposés dans le même diagramme (Fig. 42a). La comparaison des gammes d'âges obtenues pour les différentes phases minérales, pour les différentes textures, et ce pour les deux échantillons, est synthétisée en figure 42b. En comparant premièrement les gammes d'âges obtenues des datations *in situ* entre elles, le diagramme montre au premier ordre que le spectre est globalement plus jeune pour l'échantillon le plus déformé (IK28a) par rapport à l'échantillon KAR10. Concernant la biotite, les âges sont comparables entre les deux échantillons (~7-10 Ma). Concernant le feldspath potassique, les âges relativement jeunes sont comparables entre les deux échantillons dans la gamme ~6.5-8.5 Ma. Ils concernent les cristaux retrouvés dans les zones déformées et correspondent à une faible taille de grain. Les âges les plus vieux (~8.5-14 Ma) correspondent aux porphyroclastes de l'échantillon KAR10. Concernant le mica blanc, les âges les plus vieux sont retrouvés dans les clastes à ~10.5 Ma pour les deux échantillons. L'âge dans les clastes descend jusqu'à 9.5 Ma pour l'échantillon KAR10 et jusqu'à 8.5 Ma pour l'échantillon Ik28a. Globalement, les âges les plus vieux retrouvés dans les bandes de cisaillement correspondent aux âges les plus jeunes retrouvés dans les clastes pour les deux échantillons. La gamme d'âge retrouvée dans ces bandes est relativement étroite pour l'échantillon KAR10, entre ~8.5 et 9.5 Ma, par rapport à l'échantillon Ik28a, plus jeune, entre 6.5 et 7.5 Ma. Les âges retrouvés dans les cristaux de la foliation sont à cheval entre les âges retrouvés dans les clastes et ceux dans les bandes de cisaillement pour les deux échantillons. Ils sont relativement plus vieux pour l'échantillon KAR10 (~9-10 Ma) que pour l'échantillon Ik28a (~9.5-8 Ma). Enfin, les ultramylonites sont représentées par les âges les plus jeunes à ~8.5-6 Ma. Les âges obtenus par step-heating sur muscovite sur ces deux échantillons (Fig. 42a) montrent une cohérence entre les âges les plus vieux à l'intercepte supérieure et les plus vieux âges obtenus en datation *in situ*, avec un écart < 0.5 Ma. A l'inverse, les âges les plus jeunes à l'intercepte inférieur des datations en step-heating sont plus vieux que les âges les plus jeunes obtenus en datation *in situ*.

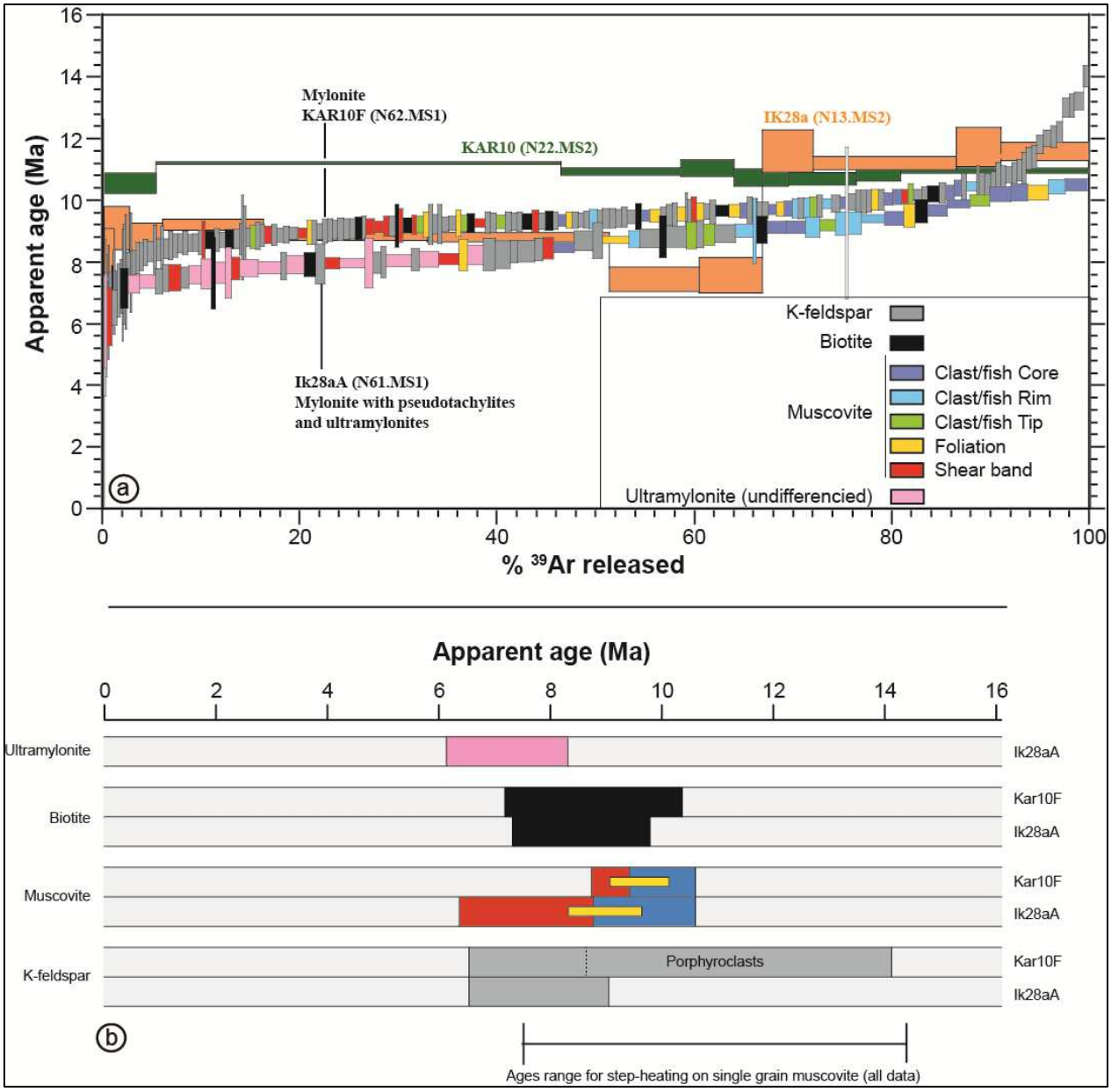


Figure 42 : Synthèse des données de la datation in situ comparée aux données des datations en step-heating pour les échantillons KAR10 et Ik28a. *a) Superposition de tous les spectres. b) Synthèse des gammes d'âges représentant les différents minéraux et les différentes textures.*

CHAPITRE 3

SECONDE CIBLE D'ETUDE :
Le massif granitique du Tende (Corse Alpine, France)

Ce troisième chapitre de la thèse s'intéresse au comportement du système K-Ar dans le cas du polyphasage emblématique de la zone de cisaillement alpine bordant l'est du massif du Tende. Une différence majeure par rapport au cas d'étude du granite d'Ikaria réside dans le fait que les roches étudiées dans le massif du Tende sont des granitoïdes varisques impliqués dans une zone de subduction alpine. Ces roches ont subducté dans les conditions du faciès des schistes bleus sous le prisme d'accrétion des Schistes Lustrés et ont ensuite été exhumées à la faveur de la réactivation d'une ou plusieurs zones de cisaillement. Seront présentés dans un premier temps, sous la forme d'un article, le contexte géologique du massif du Tende au toit duquel se développe cette zone de cisaillement, la description de la distribution de la déformation dans ce massif, et une discussion sur les styles de déformation et les facteurs favorisant la localisation de la déformation dans une unité continentale lors du cycle enfouissement/exhumation. Les mécanismes en lien avec la déformation seront étudiés en détails par une description qualitative et quantitative de l'évolution des microstructures/textures lors des différentes phases/différents stades de la déformation. Elle intégrera une étude sur l'évolution de la composition chimique des phases concernées, l'évolution de leur proportion modale, les transferts de matière et les mécanismes de déformation du quartz par analyse EBSD (Electron Backscattered Diffraction). Seront présentés par la suite les résultats des datations réalisées dans cette zone de cisaillement sur des gradients d'intensité de la déformation observés à plusieurs échelles.

3.1 Contexte géologique du massif du Tende et distribution/style de la déformation - *Article 3: Deformation behavior of continental crust during subduction and exhumation: Strain distribution over the Tenda massif (Alpine Corsica, France)*

La Corse alpine représente un cas d'école d'un prisme orogénique formé lors d'une subduction océanique (océan ligure) puis continentale (marge européenne) (e.g. Mattauer et al., 1981 ; Agard and Vitale-Brovarone, 2013 ; Vitale-Brovarone et al., 2013). La fin de la subduction océanique et du fonctionnement du prisme d'accrétion des Schistes Lustrés sont marqués par l'implication d'unités crustales de la marge distale sous la forme d'un empilement de nappes à vergence ouest caractérisé par un gradient métamorphique de l'ouest vers l'est, depuis des

conditions du métamorphisme des schistes verts/schistes bleus dans les unité continentales européennes vers des conditions du facies des éclogites dans les unités océaniques ligures (e.g. Mattauer et al., 1981 ; Lahondère, 1988 ; Fournier, 1991 ; Caron, 1994 ; Vitale Brovarone et al., 2013). Positionné dans le domaine arrière-arc de la subduction apennine pendant l'Oligocène (e.g. Malinverno et Ryan, 1986 ; Doglioni, 1991 ; Gueguen et al., 1998 ; Jolivet et al., 1998 ; 2008 ; 2015 ; Séranne, 1999 ; Brunet et al., 2000 ; Rossetti et al., 2001 ; Speranza et al., 2002 ; Faccenna et al., 2004), ce prisme est tardivement affecté par une extension ductile dont les structures ont commencé à être décrites dans les années 1990 (Jolivet et al., 1990 ; 1991 ; Fournier et al., 1991 ; Daniel et al., 1996).

La zone de cisaillement à l'est du massif du Tende (ETSZ) est une structure majeure de la Corse Alpine ayant accommodé une partie importante des mouvements relatifs entre la partie continentale du prisme, dont le massif du Tende, et sa partie océanique. Elle a d'ailleurs fait l'objet de nombreuses études pétro-structurales et radiochronologiques apportant des contraintes fortes sur son évolution tectonométamorphique (Cohen et al., 1981 ; Mattauer et al., 1981 ; Jourdan, 1988 ; Jolivet et al., 1990 ; 1991 ; Daniel et al., 1996 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012 ; 2014 ; Rossetti et al., 2015). Au contraire, le volume du massif de Tende, apparaissant beaucoup, au moins en relatif, moins déformé a été délaissé. De ce fait, certaines structures dans le massif du Tende sont sujettes à différentes interprétations et corrélations aux différentes phases tectoniques. Ce manque de consensus est également à l'origine d'une variété de modèles sur la géométrie de la subduction et de l'exhumation du massif, ainsi que sur le style de déformation dans cette unité continentale. En découle aussi et surtout un manque assez criant de descriptions continues et une impression répandue que le massif du Tende s'est comporté de façon relativement rigide à la fois lors de sa subduction mais également lors de son exhumation ; l'essentiel de la déformation étant alors localisée le long de quelques grands contacts comme l'ETSZ.

Pour pallier ce manque, le premier travail effectué sur le massif du Tende a été une étude de terrain répartit sur 40 jours, dont les objectifs étaient de :

- Clarifier la structure globale du massif par cartographie des marqueurs de la déformation finie dans tout le massif.
- Etudier les structures déformées et leurs enchainements à travers les différentes phases de déformation le long de différentes coupes traversant le massif, le but étant de montrer, pour la première fois, l'état de la déformation dans le cœur du massif et ses relations avec la déformation

dans l'ETSZ.

- Réaliser une cartographie de l'intensité de la déformation dans la partie granitique du massif.
- Intégrer tous ces résultats pour discuter du style de déformation d'une unité continentale lors du cycle subduction/exhumation, des facteurs internes favorisant la localisation de la déformation, et des modèles d'exhumation de l'unité du Tende.

Toutes ces tâches et les questions qui y sont associées, ainsi que le contexte régional et local de cette cible de terrain, dont l'explicitation est nécessaire en préalable de l'étude proprement dite sur le comportement du système K-Ar avec le déformation, ont été intégrés et synthétisés dans ce troisième article présenté, dont voici les principaux résultats:

L'analyse de la structure finie définit un dôme structural d'orientation NW-SE, dont la carapace est constituée par les structures de la seconde phase de déformation extensive D_2 (L_2, S_2, plis D_2, critères de cisaillement top-NE) qui enserrent un cœur moins déformé où les structures précoces de la première phase de déformation en compression D_1 (L_1, S_1, critères de cisaillement top-SW) sont préservées, parfois avec leurs orientations d'origine en association fine avec des roches varisques non-déformées. Toutes ces structures affectent tout le massif, et lorsque les relations chronologiques sont présentes, il est clair que les structures de la phase D_1 sont recoupées par celles de la phase D_2.

Le modèle de subduction proposé indique que D_1 s'est initiée de manière localisée le long de chevauchement en régime fragile pour devenir relativement plus distribuée lors de l'enfouissement, dans les conditions du facies des schistes bleus. Les premières phases d'exhumation (D_2) sont effectuées de manière synchrone à la subduction, avec un chevauchement du prisme comprenant l'unité du Tende, sur des unités plus externes. Ces phases sont associées à une délocalisation de la déformation encore plus marquée, notamment par le développement d'un plissement des structures formées pendant D_1 et du contact entre le matériel continental et le matériel océanique au toit du massif. Une localisation progressive de la déformation pendant la transition entre l'exhumation syn- et post-compression à travers un second passage dans la transition ductile-fragile est ensuite enregistrée. Cette localisation a pu être étudiée à travers la carte d'intensité de la déformation réalisée pour D_2. Celle-ci est constituée d'une échelle de 5 grades montrant une augmentation de l'intensité de la déformation depuis une roche presque exempte de

déformation jusqu'à des mylonites voire des ultramylonites. Elle indique au premier ordre une localisation de la déformation vers l'ETSZ et le matériel océanique et vers les contacts internes entre les différents types de protolithes granitiques. La formation du dôme des structures D_2 est réalisé pendant le second passage dans la transition ductile-fragile, les incréments semi-fragiles finaux de la déformation étant localisés dans l'ETSZ et dispersés localement au sein du massif, et non affectés par cette phase de « doming ».

L'étude indique que le contraste rhéologique engendré par les contacts lithologiques est un des facteurs favorisant la localisation de la déformation. Le style de déformation et le couplage entre le matériel continental et le matériel océanique semblent être plutôt contrôlés par des facteurs externes, comme la profondeur ou la vitesse de déformation, associés à des paramètres internes comme la nature du protolithe ainsi que la présence de fluides.

Tectonophysics 705 (2017) 12–32

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Deformation behavior of continental crust during subduction and exhumation: Strain distribution over the Tenda massif (Alpine Corsica, France)

Alexandre Beaudoin [a,b,c,*], Romain Augier [a,b,c], Laurent Jolivet [a,b,c], Anthony Jourdon [d], Hugues Raimbourg [a,b,c], Stéphane Scaillet [a,b,c], Giovanni Luca Cardello [e]

[a] Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
[b] CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
[c] BRGM, ISTO, UMR 7327, 45060 Orléans, France
[d] Géoazur, UMR 7329, 06560, Valbonne, France
[e] Section des sciences de la Terre et de l'environnement, Université de Genève, Suisse

ARTICLE INFO

Article history:
Received 4 May 2016
Received in revised form 6 March 2017
Accepted 24 March 2017
Available online 28 March 2017

Keywords:
Alpine Corsica
Tenda massif
Continental crust
Exhumation
Shear zone
Strain localization

ABSTRACT

In order to address the question of strain localization within continental units during subduction and exhumation, a large-scale portion of an exhumed continental crust was structurally revisited. The Tenda massif (Alpine Corsica) has recorded burial (D_1; top-to-the-SW kinematics) down to blueschist-facies conditions followed by exhumation (D_2; top-to-the-NE kinematics). It was so far regarded as a quite rigid unit with strain localization at the upper contact with the overlying oceanic material, the East Tenda Shear Zone (ETSZ), where previous studies were focused. A structural analysis carried out from the core to the boundaries of this continental unit shows instead that deformation is pervasive in the whole section. A reappraisal of the finite structure shows that this unit corresponds to a N140°E elongated dome of D_2 fabrics severely overprinting earlier D_1 structures, locally preserved in the core of the dome. Field observations show that deformation was distributed at maximum burial, pervasively affecting both the Tenda massif and the overlying tectonically coupled oceanic material. Strain remained distributed during the first steps of exhumation that probably started during the last stages of subduction. After a regional switch from compression to extension, deformation localized toward the ETSZ and other internal shear zones such as the newly described Saleccia Shear Zone, as shown by strain intensity mapping in the eastern granitic protoliths. Doming occurred during this localization when crossing the brittle-ductile transition. This large-scale structural study shows that lithological boundaries controlled the place where strain localized, while the general style of deformation (distributed vs localized) was controlled by depth (i.e. pressure-temperature conditions), interacting with other parameters such as fluid circulation and protolith composition.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The progressive deformation of continental basement units from the thrust front to the internal zones of subduction wedges largely depends upon the rheology of the subducting lithosphere. In particular, the style of deformation near the thrust front is diagnostic of the initial rheological stratification of the foreland domain of orogens (Mouthereau et al., 2013). Although the continental basement is often considered rigid in forelands, the western Alps or the Zagros show thick-skin deformation near the thrust front where both basement rocks and cover series experienced significant amounts of shortening along localized shear zones active in the conditions of the greenschist facies (e.g. Leloup et al., 2005; Mouthereau et al., 2007; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2014). In the internal zones of orogens, continental units are intensely deformed and sheared in high-pressure and low-temperature (*HP-LT*) conditions (blueschists and eclogite facies) during both subduction and exhumation (e.g. Huet et al., 2009). Thus, from the external to the internal zones, deformation is less and less localized mainly because temperature increases, but the evolution of continental units between these two end members is poorly known.

The Tenda massif in Alpine Corsica provides an example of subduction of a continental basement which experienced both intermediate *P-T* conditions (lower blueschists facies) and strong strain localization along the East Tenda Shear Zone (ETSZ), which was activated during subduction and exhumation (Cohen et al., 1981; Mattauer et al., 1981; Jourdan,

* Corresponding author at: ISTO, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, France.
E-mail address: alexandre.beaudoin@univ-orleans.fr (A. Beaudoin).

http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.023
0040-1951/© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1988; Jolivet et al., 1990, 1991; Daniel et al., 1996; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015).

The Alpine Corsica *HP-LT* orogenic wedge includes both Ligurian oceanic and European continental units (e.g. Mattauer et al., 1981; Agard and Vitale Brovarone, 2013; Vitale Brovarone et al., 2013). It is part of a larger orogenic system of which the most external zones are the Provence fold-and-thrust belt and the poorly deformed Western Corsica Variscan basement (Lacombe and Jolivet, 2005). The internal parts of the wedge, resting on top of Western Corsica, correspond to a westward-verging stack of nappes characterized by an eastward metamorphic gradient from lower blueschist-facies in the western continental Tenda massif to eclogite-facies conditions in the eastern oceanic Schistes Lustrés nappe (e.g. Mattauer et al., 1981; Lahondère, 1988; Fournier et al., 1991; Caron, 1994; Vitale Brovarone et al., 2013). Several tectonometamorphic units are superimposed and separated by tectonic contacts and sharp metamorphic gaps (Fournier et al., 1991; Caron, 1994; Malavieille et al., 1998; Vitale Brovarone et al., 2013). The Tenda massif represents a part of the continental margin involved in the orogenic wedge. It is regarded as a quite rigid block that escaped significant internal deformation during subduction and exhumation (Mattauer et al., 1981; Daniel et al., 1996; Gueydan et al., 2003; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015) with shearing mostly localized along its eastern margin, the ETSZ, where most of earlier studies have focused so far. This apparent rigidity resulted in contrasting interpretations regarding strain distribution and exhumation mechanisms. Although this major structure has probably accommodated a significant part of the finite deformation, the internal deformation and its evolution toward the ETSZ have never been fully described.

In this study, we reviewed the style, magnitude, and significance of deformation of the entire Tenda massif based on a new and extensive structural characterization. Finite strain markers relative to burial and exhumation were identified, mapped and characterized across a large portion of this continental unit. A scale of relative strain intensity and partitioning in the eastern granitic complex of the Tenda massif was built with the aim to reconstruct a succession of superimposed structures in a continuum of deformation. Thus, a new high resolution map of the intensity of deformation is here presented, having implications on strain distribution, strain localization factors and exhumation processes during the whole subduction/exhumation story.

2. Geological setting

2.1. Alpine Corsica

Corsica is divided in two geological domains: Variscan Corsica in the west and Alpine Corsica in the northeast (Durand-Delga, 1984) (Fig. 1). Alpine Corsica consists of a stack of variably metamorphosed tectonic units belonging to a *HP-LT* subduction complex (e.g. Mattauer et al., 1981; Lahondère, 1988; Fournier et al., 1991; Caron, 1994; Vitale Brovarone et al., 2013). Formerly attached to the European continent, Corsica and Sardinia have migrated during the rifting of the Liguro-Provençal basin to reach their current position in Oligocene-Miocene times (e.g. Rehault et al., 1984; Speranza et al., 2002; Ferrandini et al., 2003; Maffione et al., 2008). Although multiple tectonometamorphic units can be distinguished (e.g. Vitale Brovarone et al., 2013), Alpine Corsica is conventionally divided into three major groups of units, from bottom to top: 1 - the external continental units, including the Tenda massif; 2 - the Schistes Lustrés nappe; and 3 - the Nappes Supérieures (Durand-Delga, 1984; Jolivet et al., 1990; Malavieille et al., 1998; Molli, 2008) (Fig. 1).

The external continental units correspond to autochthonous or parautochthonous units that were involved in Alpine subduction under greenschists to lower blueschists-facies conditions for the Sampolo and Popolasca units (Malasoma et al., 2006; Malasoma and Marroni, 2007; Garfagnoli et al., 2009; Vitale Brovarone et al., 2013; Di Rosa et al., 2016) up to middle-grade blueschists-facies conditions for the Tenda massif (Gibbons and Horak, 1984; Tribuzio and Giacomini, 2002; Molli and Tribuzio, 2004; Maggi et al., 2012; Vitale Brovarone et al., 2013).

The Schistes Lustrés nappe is mainly composed of more or less coherent pieces of metabasites, metasediments of oceanic affinity and few subordinate continental units (Centuri and Serra di Pigno units). These continental slices were incorporated in the Schistes Lustrés complex during the Alpine subduction (Faure and Malavieille, 1981), or prior to subduction, as extensional allochthons, in an Ocean-Continental Transition zone (OCT) (Lahondère and Guerrot, 1997; Martin et al., 2011; Vitale Brovarone et al., 2011a; Meresse et al., 2012). The Schistes Lustrés nappe was deeply buried during subduction as evidenced by the widespread occurrences of blueschist- and eclogite-facies assemblages present in both internal continental units and metabasites (Caron et al., 1981; Caron and Péquignot, 1986; Lahondère, 1988; Fournier et al., 1991; Caron, 1994; Jolivet et al., 1998; Ravna et al., 2010; Vitale Brovarone et al., 2011a, 2011b).

The Nappes Supérieures (Balagne, Nebbio, Macinaggio, Pineto and Inzecca units) essentially consist of ophiolites of Jurassic age and Cretaceous flyschs of Ligurian affinity (Beccaluva et al., 1981; Ohnenstetter et al., 1981; De Wever et al., 1987) of low metamorphic grade (i.e. T_{max} = 300 °C, Vitale Brovarone et al., 2013).

These nappes are overthrust on the autochthonous crystalline basement of Variscan Corsica and Eocene foreland deposits (Fig. 1) ensuring a Bartonian biostratigraphic constraint on the timing of Alpine deformation at the front of the belt (Bonnal et al., 1973; Bézert and Caby, 1988; Jourdan, 1988; Egal and Caron, 1989; Vitale Brovarone et al., 2013). *HP-LT* metamorphism in the Schistes Lustrés nappe yielded scattered ages spanning from controversial Late Cretaceous ages (Sm-Nd on whole-rock, garnet, jadeite and glaucophane, Lahondère and Guerrot, 1997; $^{40}Ar/^{39}Ar$ on glaucophane, Maluski, 1977) to Late Eocene ages ($^{40}Ar/^{39}Ar$ on phengite, Brunet et al., 2000; U-Pb on zircon, Martin et al., 2011; Lu-Hf on Garnet; Vitale Brovarone and Herwartz, 2013). *HP-LT* rocks from the Tenda massif yielded almost similar ages from 54 ± 8 Ma (U-Pb on acmite-phengite assemblages, Maggi et al., 2012) and ~36 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ on phengite, Brunet et al., 2000). Similar ages (37–33 Ma) were retrieved from the most external Alpine shear zones (T = 300 °C; P > 0.6 GPa) affecting the Variscan basement ($^{40}Ar/^{39}Ar$ on phengite; Di Vincenzo et al., 2016).

Timing of exhumation and extensional tectonics appears also quite well constrained. Extensional regime is ensured by the development of extensional sedimentary basins that overprinted the structure of the subduction complex, notably the St-Florent basin that developed on top of the Nebbio and the Schistes Lustrés nappe. Activity of the bounding normal faults is ascribed to the syn-tectonic deposition of Burdigalian to Serravallian marine sediments (Ferrandini et al., 1998; Cavazza et al., 2007). Besides, the youngest retrogression ages associated to exhumation retrieved from greenschist-facies rocks are well constrained in both the Schistes Lustrés nappe and the Tenda massif between 25 and 20 Ma (Brunet et al., 2000; Rossetti et al., 2015). Final exhumation stages of the internal zones including the Tenda massif as constrained by fission tracks low-temperature thermochronology on both zircon and apatite yielded Late Oligocene to Miocene ages (Jakni et al., 2000; Fellin et al., 2006).

At first glance, the finite structure of Alpine Corsica therefore results from a quite simple two-stepped tectonometamorphic evolution of subduction (burial) and exhumation. The first event corresponds to ductile deformation recorded in *HP-LT* conditions in both the Schistes Lustrés and Tenda units. This event is associated with a top-to-the-SW shearing localizing toward the contact between the two units that accommodated the thrusting of the Schistes Lustrés nappe over the Tenda massif (Cohen et al., 1981; Faure and Malavieille, 1981; Mattauer et al., 1981; Jourdan, 1988; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006). It is followed by a post-*HP* event including series of top-to-the-E shearing and E-verging folding extensional increments in the Schistes Lustrés nappe (Faure and Malavieille, 1981; Jolivet et al., 1990, 1991; Fournier et al., 1991) and the Tenda massif (Jourdan, 1988; Jolivet et al., 1990, 1991; Daniel

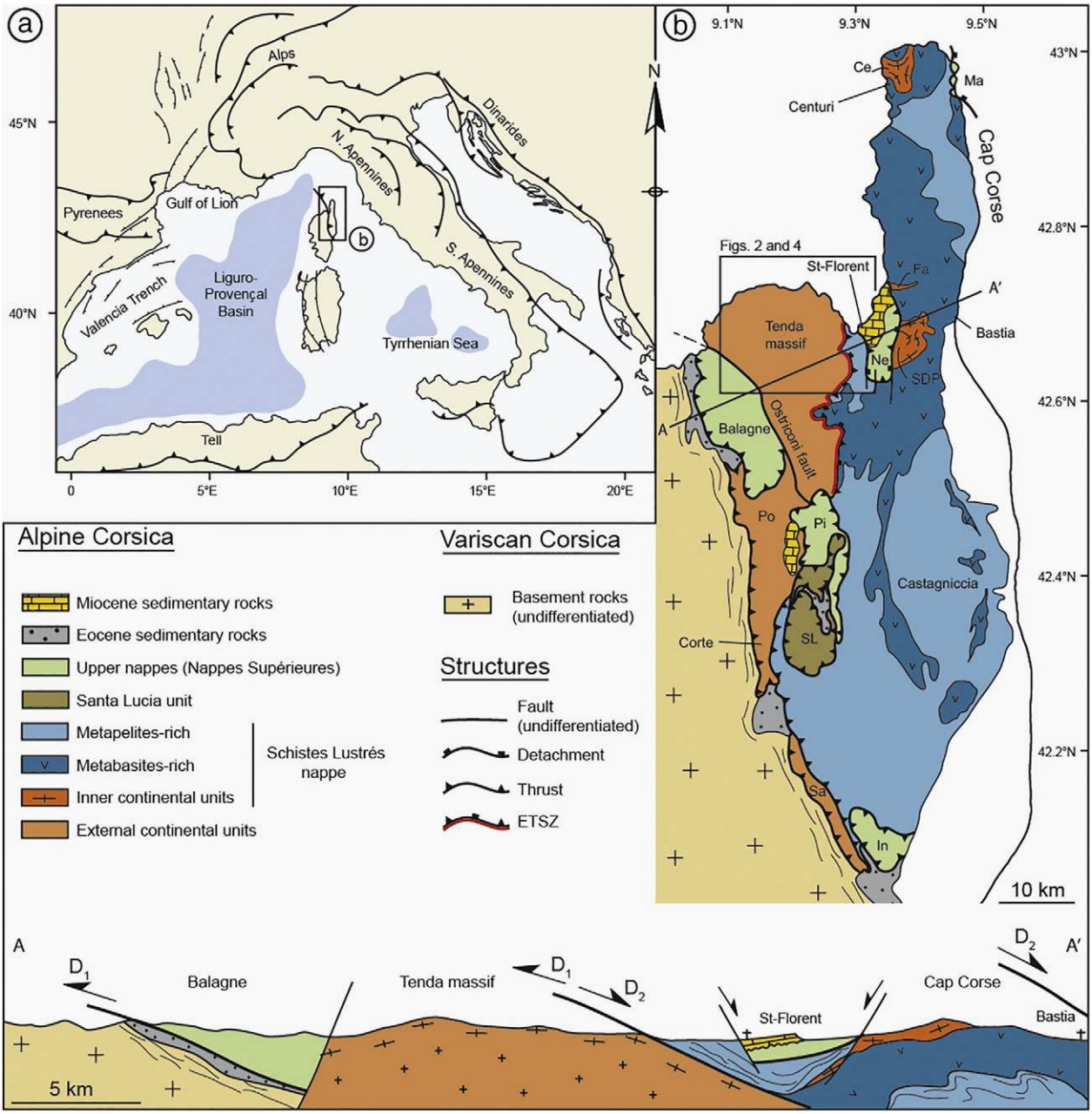


Fig. 1. Geological map of the studied area. (a) Tectonic map of western Mediterranean region. (b) Geological map of Alpine Corsica associated with a representative cross-section (modified after Vitale Brovarone et al., 2013). Ce: Centuri continental unit; Fa: Farinole continental unit; In: Inzecca unit; Ma: Macinaggio unit; Ne: Nebbio unit; Sa: Sampolo unit; SDP: Serra di Pigno continental unit; SL: Santa Lucia; Pi: Pineto ophiolitic unit; Po: Popolasca unit.

et al., 1996; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006). These late structures were interpreted as reactivating in the opposite direction some early thrusts either as backthrusts (Faure and Malavieille, 1980), or as extensional shear zones (Jolivet et al., 1990, 1991; Fournier et al., 1991; Daniel et al., 1996; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Rossetti et al., 2015). Interpreted as the result of syn-orogenic extension or regional post-orogenic extension, the geodynamic context that prevailed during early stages of exhumation is a matter of debate, leaving interpretation of some first order contacts, such as the ETSZ, controversial (Molli et al., 2006).

2.2. The Tenda massif and the ETSZ

The Tenda massif (Fig. 1) is bounded to the east by the ETSZ that marks the contact with the Schistes Lustrés nappe and to the west by the Ostriconi fault, which instead puts it in contact with the Nappes Supérieures of Balagne (Jourdan, 1988). It consists primarily to a Variscan basement portion overlain by Meso-Cenozoic cover series all involved into Alpine tectono-metamorphic events (Fig. 2). To the west, it is represented by Proterozoic to Paleozoic medium-grade rocks (gneisses and micaschists) unconformably overlain by Late Variscan volcano-sedimentary rocks (Rossi et al., 1994). At variance, the eastern part of the massif is mainly composed of a Late Carboniferous-Early Permian granitic complex (Rossi et al., 1993), intrusive in the volcano-sedimentary rocks. It includes from east to west the Mt. Asto monzogranite, directly under the Schistes Lustrés nappe, the Casta granodiorite and the Mt. Genova leucomonzogranite, in contact with the volcano-sedimentary and micaschists sequences (Rossi et al., 1994). The Triassic to Eocene sedimentary cover that remains united with the basement is only locally preserved, notably near Santo-

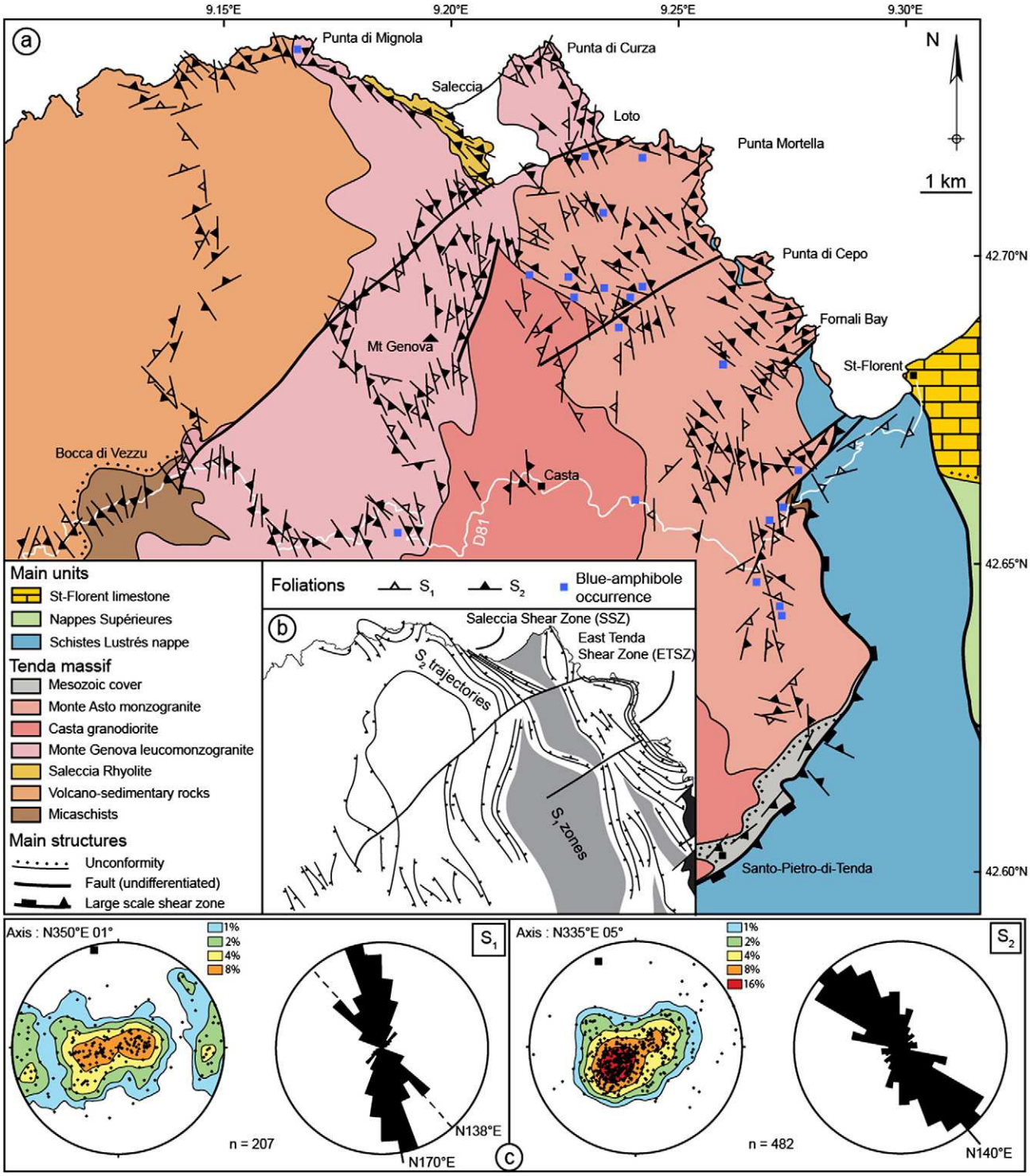


Fig. 2. Simplified geological map (modified after Rossi et al., 1994, 2001) with main planar fabrics of the Tenda massif. (a) Foliation map. (b) S_2 trajectories map. Note that S_2 depicts anastomosing structures around grey zones that represent volumes where S_1 or even undeformed rocks are preserved. (c) Statistics of the foliations geometries. Foliation poles are presented with density contours in Schmidt's lower hemisphere equal-area projection and strike preferred orientations are given by rose-diagrams. Geometries of the large-scale were retrieved by the SW-NE elongation of the clouds showing a NW-SE dome. S_1 and S_2 strikes are characterized by different preferred orientations from N170°E to N140°E, respectively. Note that the S_2 dip is relatively flat comparing to S_1 that displays more dispersed dips from flat to vertical.

Pietro-di-Tenda in the east (Jourdan, 1988; Rossi et al., 2001; Vitale Brovarone et al., 2013).

Evidence of the Alpine subduction of the Tenda massif is expressed by both an intense deformation near the ETSZ and the local development of *HP-LT* index metamorphic associations. They are often limited to celadonite-rich phengite in all types of intrusive rocks, and sodic blue-amphibole (riebeckite-ferroglaucophane), jadeite-bearing aegirine or even clinopyroxene + rutile, in granitoids of peculiar composition (Gibbons and Horak, 1984; Tribuzio and Giacomini, 2002; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012; Rossetti et al., 2015). Peak metamorphic conditions estimates fall in the blueschists-facies conditions in the range of 1–1.2 GPa and 400–450 °C (Tribuzio and Giacomini, 2002; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012) confirmed by independent temperature

estimates retrieved on metasediments from cover series (Vitale Brovarone et al., 2013). Exhumation is marked by an overall pressure decrease inferred from the decrease in *Si*-content in phengite (Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012; Rossetti et al., 2015). An exhumation path was recently recognized from ~1 GPa and 450 °C to <0.5 GPa and 300–400 °C (Tribuzio and Giacomini, 2002; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006).

Just as the whole Alpine Corsica, the finite structure of the Tenda massif was achieved through a two-stepped history. All studies agree on a first event, D_1, responsible for the development of a first planar-linear fabric (referred as S_1/L_1 in this study) accompanied with a top-to-the-SW sense of shear during subduction and burial in blueschists-facies conditions (Cohen et al., 1981; Mattauer et al., 1981; Jourdan, 1988; Daniel et al., 1996; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Molli and Malavieille, 2011; Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015). This event corresponds to the underthrusting of the Tenda massif below the Schistes Lustrés nappe. Except for D_1, models and history of subduction/exhumation and strain localization of the Tenda massif in the frame of Alpine Corsica can be very different depending on papers. Three models are proposed:

- For Jolivet et al. (1990, 1991), Daniel et al. (1996) and Gueydan et al. (2003), D_1 is placed during the Eocene. Then, a post-orogenic exhumation of Alpine Corsica started near 30 Ma, with top-to-the-NE deformation localized notably toward the ETSZ that is reworked in greenschist-facies conditions. This D_2 phase is associated to folds affecting the former S_1, and a crenulation cleavage (referred as S_2 in this study) preserved in less non-coaxial deformation domains between top-to-the-NE shear zones. A second lineation (referred as L_2 in this study) developed on S_2 planes. The feldspar-to-phengite reaction is responsible for strain localization near the contact with the Schistes Lustrés nappe (Gueydan et al., 2003). A D_3 phase is used in this model for brittle extensional structures in a continuum of deformation during exhumation (Daniel et al., 1996).
- A more recent model rather considers most of the exhumation *syn*-orogenic (Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006). The D_1 phase is therefore placed earlier, before the Early Eocene and until ~40 Ma. S_1 folding and crenulation cleavage are interpreted occurring in low-strained domains in between zones of localized top-to-the-SW shearing during D_1 (Molli et al., 2006; Rossetti et al., 2015). After ~40 Ma, during thrusting of the most external continental domains, a first step of syn-convergence exhumation (D_2) occurred for both the Schistes Lustrés nappe and the Tenda massif until ~32 Ma. It is accommodated by a top-to-the-SW shear zone contact below the Tenda massif and a top-to-the-NE shear zone at the top of the Schistes Lustrés nappe (Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006). Associated structures are D_2 folds, crenulation and both top-to-the-NE and -SW shear bands formation in the Tenda massif, and penetrative folding in the Schistes Lustrés nappe. The contact between the two units is itself involved in large-scale D_2 folds, in a general delocalization of strain within the orogenic wedge. The ETSZ is finally reactivated in a post-orogenic context until brittle conditions at the end of the exhumation (D_3). Those final phases of exhumation evolved from the ductile field (top-to-the-NE shearing and folds with axes parallel to the stretching lineation) up to the brittle field, with the development of semi-brittle shear bands and cataclasite-bearing fault zones.
- A third model (Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015) is in agreement with the timing of events and the syn-orogenic character of exhumation described in the previous model of Molli and Tribuzio (2004) and Molli et al. (2006). However, the ETSZ remained active during exhumation with progressive strain localization from distributed in gneiss lenses to localized in top-to-the-SW shear zones. The ETSZ is characterized by a transient rheology with softening during feldspar-to-micas reaction and hardening by neoblastesis of K-feldspar during fluid metasomatism. The ultimate stage of localization is top-to-the-SW phyllonites, which are the only structures reactivated semi-brittlely during post-orogenic extension. In their model, the Tenda massif remains undeformed beneath the ETSZ.

3. Structure and finite strain of the Tenda massif

A field survey was carried out on the whole Tenda massif including a detailed study of structural features and geological mapping in order to complement the map of the French Geological Survey (BRGM; Rossi et al., 1994, 2001). Strain markers were retrieved over >700 measurement stations throughout the massif. In the deformed parts, all metamorphic rocks are often pervasively foliated and generally exhibit a well-defined stretching lineation. Results are projected on the maps of Fig. 2 (foliations) and Fig. 4 (stretching lineations with sense of shear) and are illustrated by representative outcrops and cross sections (Figs. 3 and 5), complementing earlier studies focused on the ETSZ (Daniel et al., 1996; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2014).

3.1. Foliations and folds

At least two planar fabrics, related to D_1 and D_2, are observed, some forming large-scale features apparent in the landscape (Fig. 3). A total of 207 S_1 and 482 S_2 planes were measured in all lithologies of the Tenda massif and in the Schistes Lustrés nappe close to the contact (Fig. 2a). Both S_1 and S_2 are found in almost the whole volume of the massif showing that deformation is not restricted to the ETSZ. S_2 commonly dips away from the center of the Tenda massif with trajectories showing a concentric pattern depicting a N140°E elongated structural dome (Fig. 2). The apparent prevalence of NE-dipping planes is due to oversampling of S_2 planes within the ETSZ. S_1 planes show instead a N170°E preferred orientation (Fig. 2). S_2 generally displays dips between 0 and 45° with very low dispersion (Fig. 2c). S_1 dip shows instead a higher dispersion (from 0 to 90°) depending on the degree of D_2 reworking. Structural relationships between S_2 and S_1 were studied in detail along the main road from St-Florent to Bocca di Vezzu (see location on Fig. 2a). Deformation appears heterogeneously distributed with lenses-shaped domains associated to rocks showing no or only a weak record of D_2 deformation (see grey domains in Fig. 2b) and surrounded by anastomosed D_2 corridors (see S_2 trajectories in Fig. 2b). Low-strain domains consist in lense-shaped volumes of both unstrained Variscan magmatic rocks and weakly deformed facies, with incipient flat to gently dipping S_1. The largest one occurs in the core of the Tenda massif and roughly corresponds to the cartographic outline of the Casta granodiorite (Fig. 2). When weakly reworked by D_2, S_1 exhibits small- to large-scale undulations (Fig. 3a). With increasing D_2 reworking, S_1 is involved into recumbent isoclinal D_2 folds whose axial planes correspond to shallowly dipping S_2 crenulation cleavage (Fig. 3b and c). Both S_1 and S_2 carry a mineral association mainly made of quartz, albite and phengite in most granites, but in more mafic facies, blue-amphiboles highlight the folded S_1, and is retrogressed into chlorite in S_2 cleavage (Fig. 3d). In those typical outcrops characterized by D_2 folds, envelopes of S_1 are steeply dipping and strike NNW-SSE while S_2, in the same range of strike, is shallowly dipping (Fig. 3e). The associated D_2 folds axes also trend NNW-SSE with gently dipping plunges.

With increasing D_2 strain intensity, S_1 can be almost completely transposed into the S_2 fabric, especially along the Saleccia Shear Zone (SSZ) and the ETSZ where it can be observed at landscape-scale (Fig. 3f and g, respectively). The uppermost structural levels of the ETSZ show a single S_2 fabric that is itself involved in metric to decametric recumbent isoclinal folds in a progressive D_2 deformation (i.e. the D_3 folds of Molli et al., 2006). The geometry of these late D_2 folds evolves from open recumbent folds to overturned, then to sheath folds, with trends axes evolving from NW-SE to ENE-WSW (Fig. 3h and i), parallelizing

to the local stretching (Fig. 4). Dimensions of D_2 folds across the massif vary from a few centimeters to several tens of meters.

3.2. Stretching lineations

Stretching lineation is defined by various markers, depending primarily on the nature of the protolith and the strain intensity. For both D_1 and D_2, stretching lineation is marked in granites by stretched quartz rods, truncation of feldspar, strain shadows, and more commonly by elongated phyllosilicate aggregates such as phengite. Similarly, stretching lineation is conspicuous in metasediments. It is marked by fine-grained slates of phyllosilicates in pelitic layers or by the elongation of stretched pebbles in metaconglomerate layers. More rarely, it is marked by the alignment and truncation of prismatic minerals such as blue-amphiboles. In most outcrops, the orientation of the various types of lineation is fairly constant. Just as S_2, L_2 is ubiquitous across the massif but is particularly marked in the vicinity of the ETSZ and second-order shear zones. Conversely, L_1 is only locally expressed and restricted to low-strain domains.

A total of 166 L_1 and 408 L_2 orientations have been measured in all lithologies across the Tenda massif (Fig. 4a). L_1 planes were only measured where they have not been verticalized during D_2. Trend and plunge of the different stretching lineations are almost comparable and show low dispersion (Fig. 4b) with a mean orientation of N050°E-N060°E and a dominant NE-plunge related to the oversampling of S_2/L_2 fabrics within the ETSZ. However, a slight yet reproducible difference in trends can however be detected at the scale of the outcrop. Consistent with the overall dome geometry, both L_1 and L_2 lineation mostly plunge to the northeast in the northeastern flank and to the southwest in the southwestern flank.

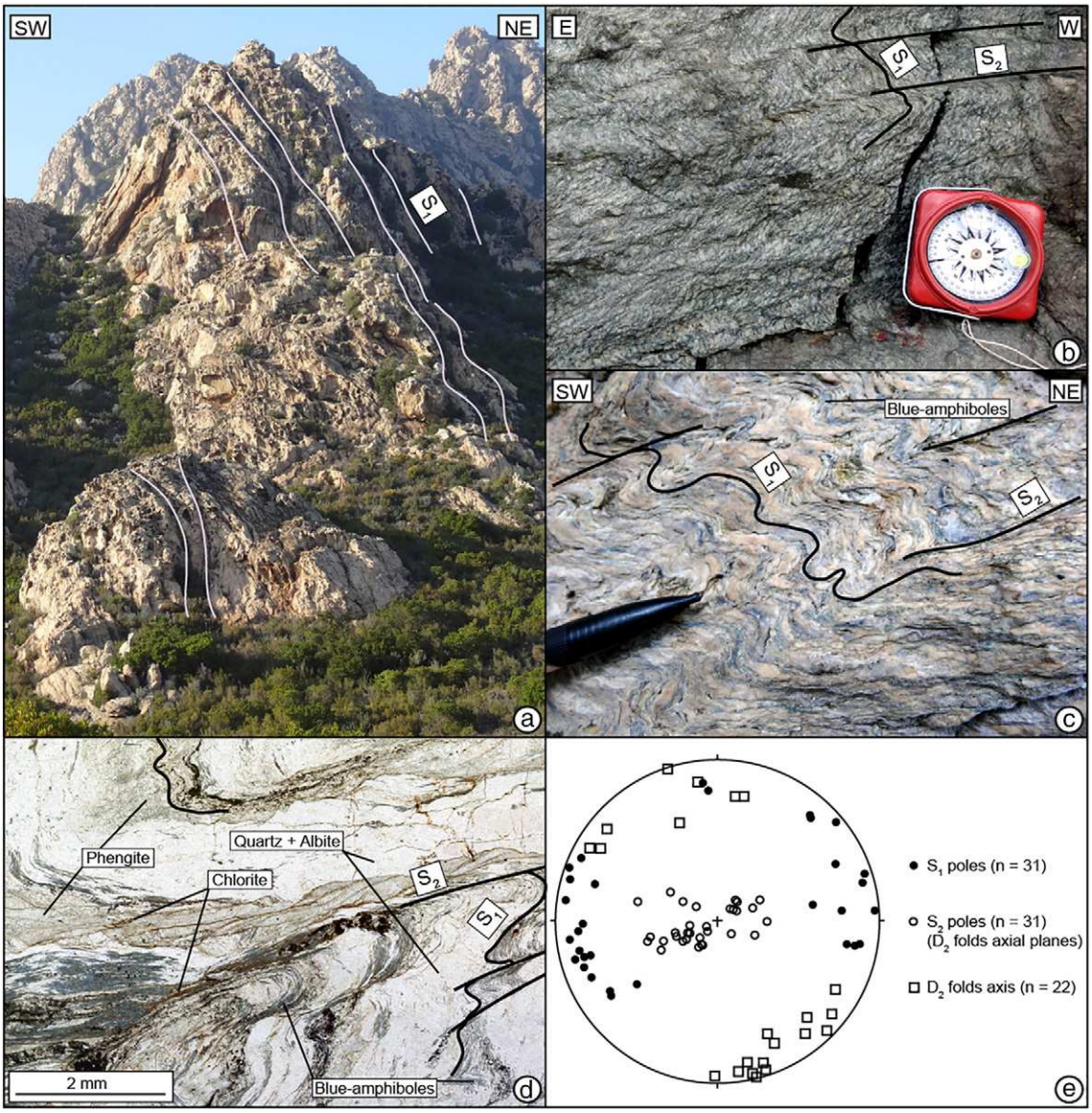


Fig. 3. Characterization of the main planar fabrics and folds at different scales. (a) Subvertical S_1 of the Mt. Genova (view from the south). (b) Close-up view of D_2 folds affecting S_1 and associated with the development of a S_2 crenulation cleavage in the center of the Tenda massif (N 42.654838° E 9.190533°). (c) Close-up view of D_2 folds and folded S_1 associated with the development of a S_2 crenulation cleavage in the lowermost structural levels of the ETSZ (N 42.640269° E 9.264771°). Note that S_1 carries blue-amphibole formed during D_1. (d) Microscopic view from the previous outcrop (insert c). Note that S_1 carries blue-amphiboles that are retrogressed into chlorite in S_2 cleavage. (e) Equal-area projection plots (Schmidt's lower hemisphere) of structural features characterizing D_2 folds from typical outcrops over the Tenda massif: Envelopes of folded S_1 are steeply dipping while S_2 is subhorizontal, both striking NNW-SSE, just as the D_2 fold axis trends. (f and g) Landscape views of the Saleccia Shear Zone (SSZ) (f: view from the main D81 road) and the ETSZ (g: view from the Punta Mortella) both marked by the development of a penetrative S_2 fabric. S_2 planes from the SSZ and the ETSZ are plotted. (h) Late D_2 folds affecting S_2 in the Punta Mortella (N 42.718401° E 9.250547°). (i) Equal-area projection plots (Schmidt's lower hemisphere) of late D_2 folds axis of the ETSZ from Punta di Cepo to Punta Mortella. Note that axis trends evolve from NNW-SSE away from the ETSZ (Fig. 3e) to ENE-WSW near its most deformed parts.

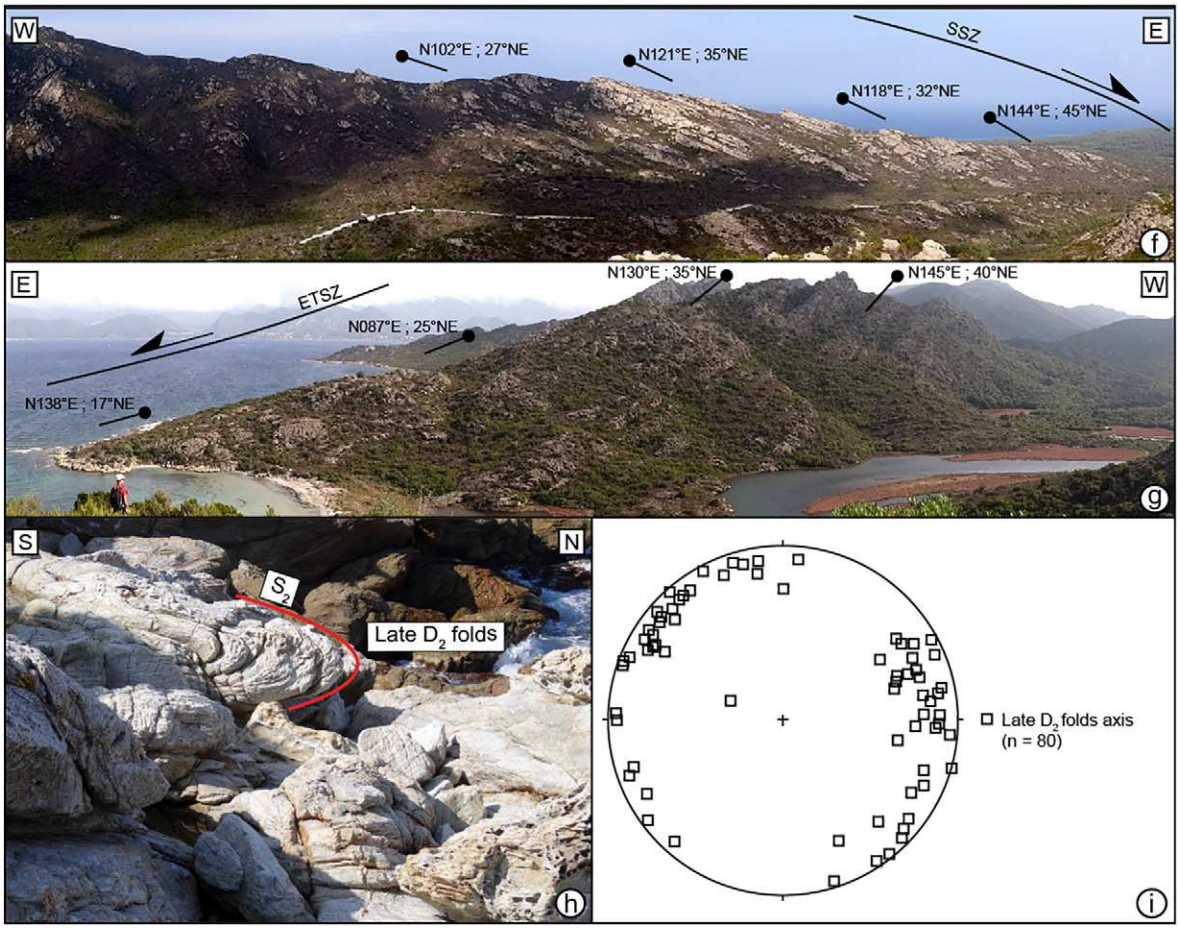


Fig. 3 (*continued*).

4. Kinematics of the polyphased deformation

Kinematics of deformation recorded in the Tenda massif is complex and characterized by the progressive overprint of opposing shear senses. The early subduction-related top-to-the-SW deformation is largely overprinted by the late top-to-the-NE extensional shear that prevailed during exhumation (e.g. Mattauer et al., 1981; Jolivet et al., 1990, 1991; Fournier et al., 1991; Daniel et al., 1996; Gueydan et al., 2003; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015). In this section, D_2 features are analyzed first and D_1 next in order to properly unfold the sequence of top-to-the-NE and SW-directed deformations and adequately characterize their relative contribution to the finite geometry of the massif.

4.1. Description and distribution of top-to-the-NE deformation (D_2)

Top-to-the-NE deformation is heterogeneously distributed within the Tenda massif (Figs. 4a and 5). It concentrates, at the first glance, toward the higher parts of the dome in the vicinity of the ETSZ and therefore mantles a relatively less deformed core preserving D_1 features (Fig. 5a). This deformation is spectacularly exposed within the northern outcrop of the ETSZ where a ca. 200 m-thick NE-dipping mylonites are classically described (Jolivet et al., 1990, 1991; Fournier et al., 1991; Daniel et al., 1996; Gueydan et al., 2003; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015). Due to the dome-shaped architecture of the Tenda massif, top-to-the-NE deformation displays gentle to moderate northeastward dips and normal-sense relative displacements on the northeastern flank of the dome while it often presents flat or even "reverse" geometry on the southwestern flank in the vicinity of the Ostriconi fault (Fig. 5a). This first-order geometry hides smaller-scale yet abundant top-to-the-NE structures that are particularly relevant for the discussion. Those observations are projected along the synthetic cross section presented in Fig. 5.

First, top-to-the-NE deformation also concentrates toward another shear zone of prime importance, the Saleccia Shear Zone (SSZ) that is described for the first time in this study (see Fig. 3f). There, D_2 deformation occurs within granitoids roughly 1 km structurally below the ETSZ and evolves upward from gently NE-dipping protomylonites preserving D_1 subvertical fabrics, to mylonites and ultimately rare stripes of ultramylonite bodies over a ca. 150 m-thick strain gradient where deformation localizes within the Saleccia rhyolite (Fig. 5b). In this gradient, the mylonitic S_2 strikes NW-SE and moderately dips to the northeast (Fig. 3f). In the most deformed domains of the SSZ, spacing between D_2 shear bands is locally as low as 0.5 to 1 cm (Fig. 5b) and it increases downward, leaving lens-shaped domains where S_1 is preserved.

Top-to-the-NE deformation also occurs as 10–50 cm-thick localized shear zones that rework previous fabrics or even undeformed protolith. Within the most deformed rock volumes, spacing between shear bands is locally as dense as 1–2 cm. Away from the core of shear zones, asymmetry and more generally imprint of D_2 deformation decreases over a short distance (Fig. 5c). Locally, shear zones at high angle with respects to the main foliation suggest a brittle component during top-to-the-NE deformation (Fig. 5d). These narrow shear zones are consistently NE-dipping from the west to the east of the Tenda massif (Fig. 5a, c and d), crosscutting the large-scale dome structure.

In various lithologies cropping out in the west (i.e. volcano-sedimentary rocks), shear bands are the most ubiquitous shear-sense indicators. There, competent objects (i.e. remnants of compositional layering or dykes) are asymmetrically boudinaged within more ductile metapelites.

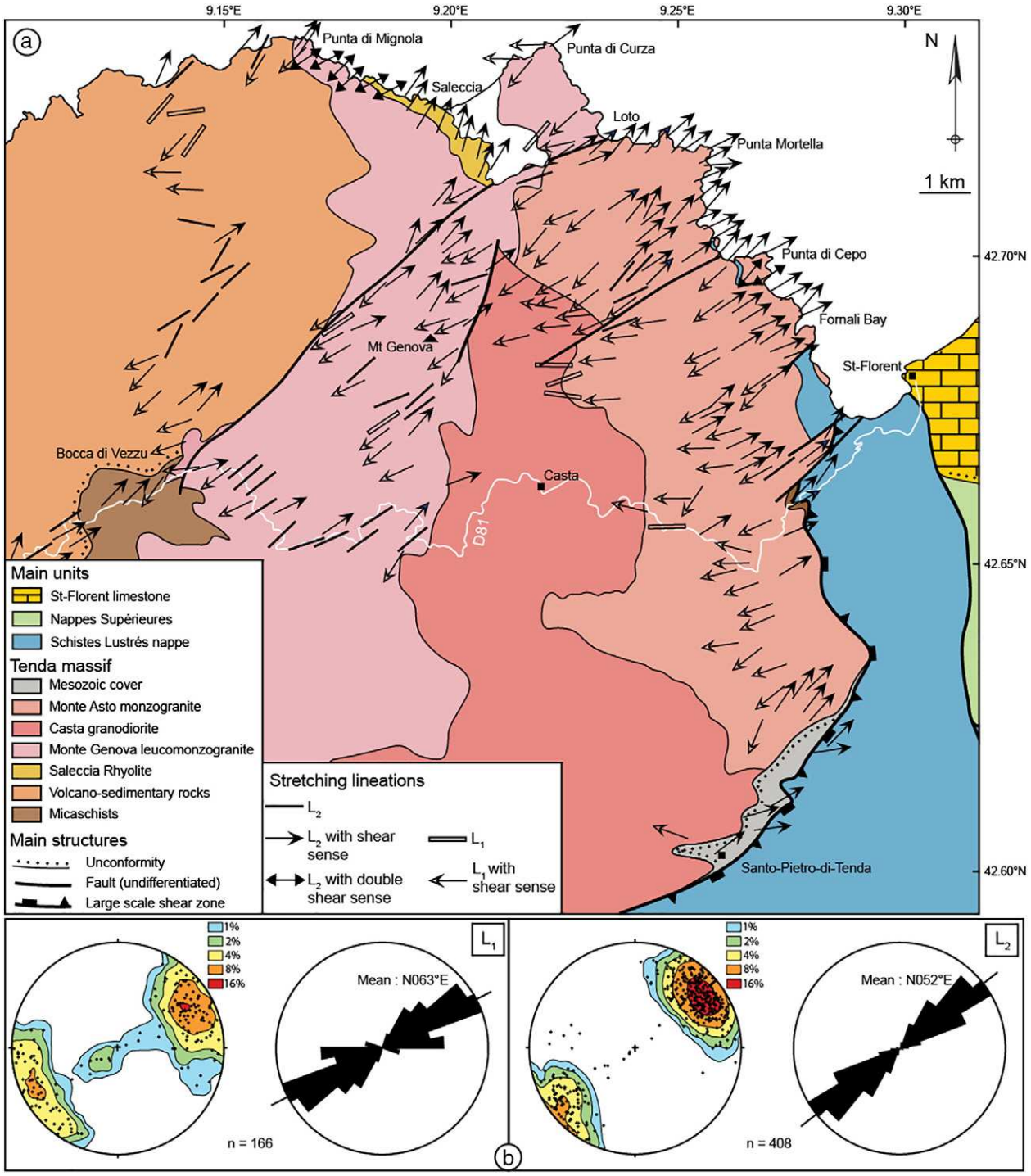
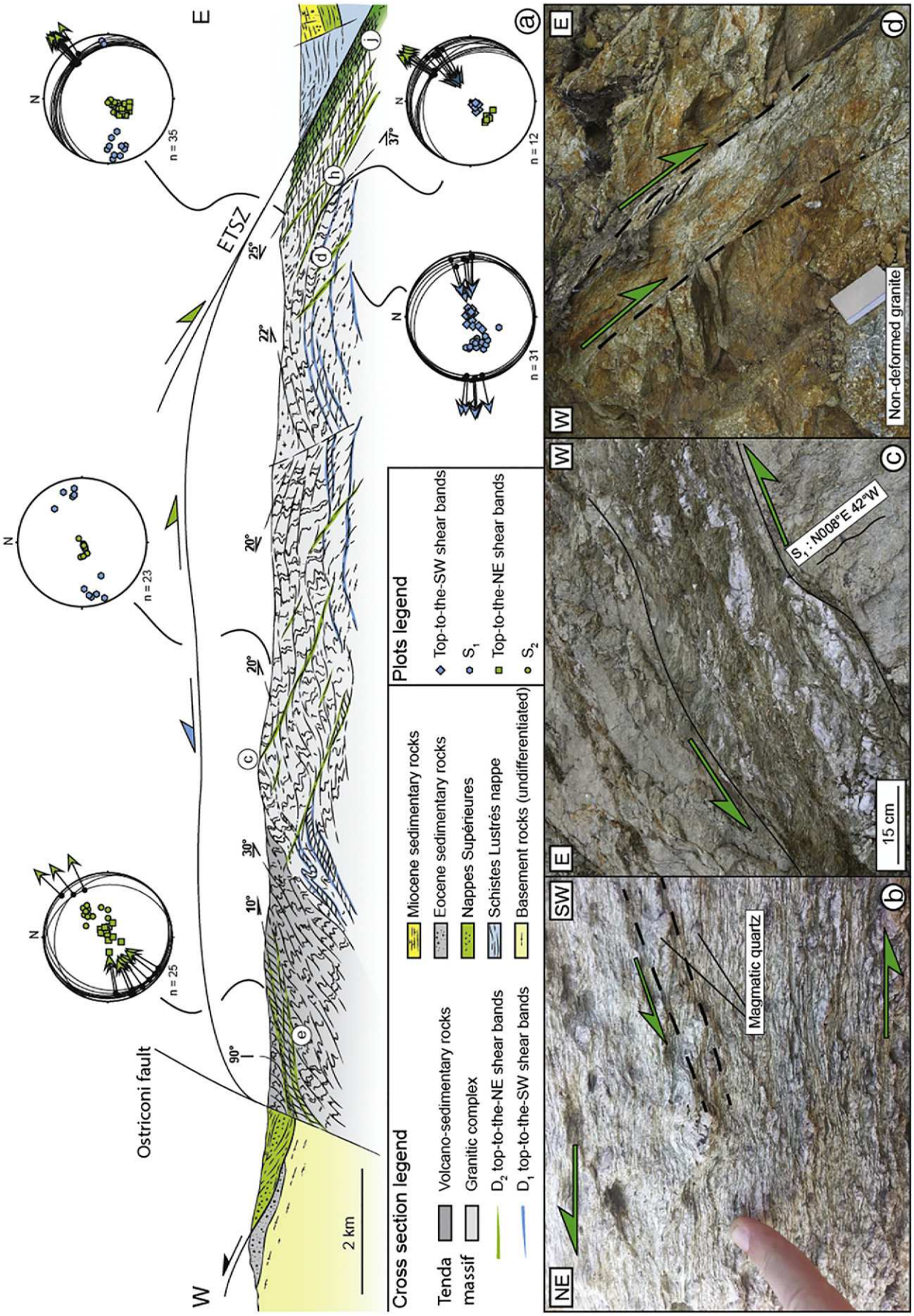


Fig. 4. Stretching lineations of the Tenda massif. (a) Stretching lineation map and associated sense of shear. (b) Statistics of the stretching lineations geometries. Lineation poles are presented with density contours in Schmidt's lower hemisphere equal-area projection and trends preferred orientations are given by rose-diagrams. Note that L_1 and L_2 trends are characterized by slightly different preferred orientations from N063°E to N052°E, respectively.

On the main D81 road, lenses of meta-rhyolite intrusions display a sigmoidal internal S_2 foliation consistent with an overall top-to-the-NE sense of shear (Fig. 5e). In the bulk of those intrusions, the S_1/L_1 fabrics are involved in recumbent isoclinal D_2 folds with the development of a S_2 crenulation cleavage with a low (~20°) westward dip (Fig. 5f).

The reactivation of pre-existing shallow-dipping discontinuities also occurs in the vicinity of the intrusive contact between the western granitic complex and the volcano-sedimentary country-rocks. Such is the case at the Punta di Mignola (see Fig. 2 for location) where top-to-the-NE mylonites occur as a 20 m-thick shear zone that overprints the primary intrusive contact that is preserved as partially transposed granitic dykes asymmetrically boudinaged within the metasedimentary matrix (Fig. 5g). Despite the preservation of primary intrusive boundaries, their igneous protolithic texture is hardly recognizable. Here again, shear bands present an apparent flat/reverse geometry.

Due to the scarcity of index minerals in most of the rocks, the physical conditions that prevailed during top-to-the-NE deformation are not easy to retrieve continuously. In the most mafic lithologies, top-to-the-NE shearing can be associated with the boudinage or even the truncation of blue-amphiboles (Fig. 5h and i). In these rocks, a second


W
E
Ostriconi fault
ETSZ
2 km
n = 25
n = 23
n = 35
n = 31
n = 12
90°
10°
30°
20°
20°
22°
25°
37°
Cross section legend
Tenda massif
Volcano-sedimentary rocks
Granitic complex
D2 top-to-the-NE shear bands
D1 top-to-the-SW shear bands
Miocene sedimentary rocks
Eocene sedimentary rocks
Nappes Supérieures
Schistes Lustrés nappe
Basement rocks (undifferentiated)
Plots legend
Top-to-the-SW shear bands
S1
Top-to-the-NE shear bands
S2
NE
SW
Magmatic quartz
b
W
E
15 cm
S1 : N008°E 42°W
c
W
E
Non-deformed granite
d

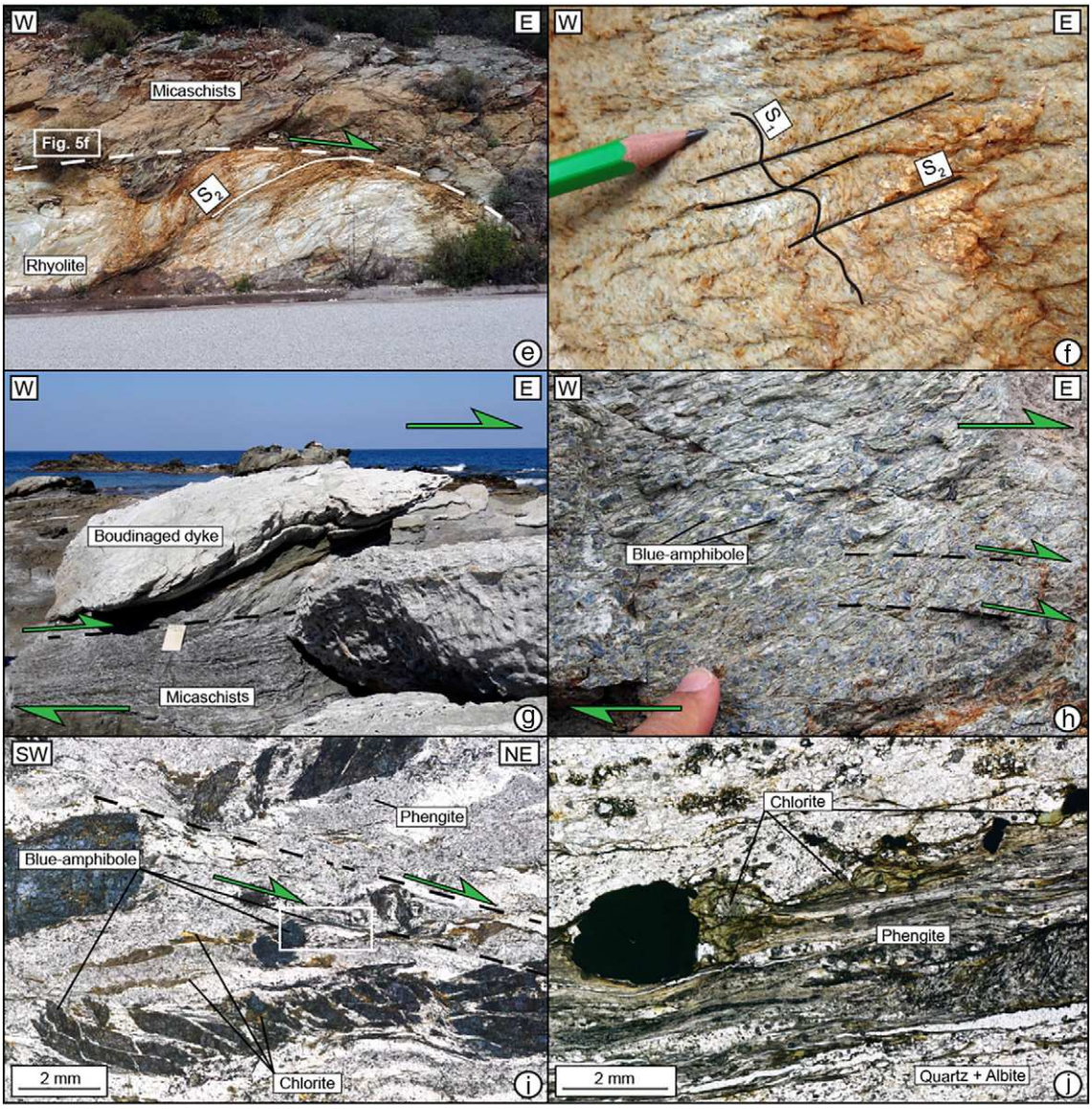


Fig. 5. Kinematics of D_2 deformation in the whole Tenda massif. (a) Representative cross section of the Tenda massif from west to east showing the large-scale structures and the geometries of D_2 top-to-the-NE (green) and D_1 top-to-the-SW shearing (blue). Note that both D_1 and D_2 affect the whole massif; the undeformed Variscan protolith being locally preserved. Also showed are stereographic projections of structures along the cross-section. Letters highlight the position of pictures presented in the rest of Fig. 5. (b) Top-to-the-NE mylonites in the Saleccia rhyolite, west of Saleccia. (c) Localized top-to-the-NE narrow shear zone in the west of the Tenda massif (N 42.667220° E 9.148613°). (d) Localized top-to-the-NE steep semi-brittle shear zone affecting an isotropic protolith in the ETSZ (N 42.650459° E 9.263404°). (e) Rhyolite intrusion (top of a small-scale dome) asymmetrically boudinaged in a pelitic matrix, west of the Tenda massif (N 42.661448° E 9.130829°). (f) Zoom on the previous outcrop: D_2 folds with folded S_1 associated with S_2 crenulation. Note, from e and f, that S_2 is sigmoidal in between top-to-the-NE shear bands. (g) Top-to-the-NE shearing of a granitic dyke within a micaschists matrix (Punta di Mignola shear zone; contact between the volcano-sedimentary sequence and the granitic complex). (h) Blue-amphibole forming sigma-clasts compatible with top-to-the-NE shearing in the ETSZ (N 42.658489° E 9.272518°). (i) Microscopic view in thin section from the previous outcrop. Top-to-the-NE shearing is associated with the boudinage and truncation of blue-amphibole that is retrogressed into chlorite. Note that crystallization of small blue-amphiboles in tails of sigma-clasts also occurs (see white square). (j) Mylonites in the uppermost levels of the ETSZ. Mineral association is made of quartz, albite, phengite, chlorite and pyrite (N 42.700461° E 9.26382°).

generation of small-scale blue-amphibole can occur during this D_2 stretching but gaps between the fragments of large blue-amphiboles and along the top-to-the-NE shear bands are mostly recorded during crystallization of chlorite (Fig. 5i). In more felsic granitic lithologies that represent most of the Tenda massif, the top-to-the-NE mylonites of the ETSZ are made of quartz, albite and phengite that are sometimes associated with chlorite and pyrite (Fig. 5j).

4.2. Description and distribution of top-to-the-SW deformation (D_1)

Top-to-the-SW deformation is located in the same structural level as rocks only affected by S_1 that wrap unstrained Variscan magmatic rocks (compare Figs. 2b and 4a). Study of top-to-the-SW deformation has therefore been restricted to the exploration of the lower parts of the dome along sections showing the upward development of S_1 and the associated simple shear markers at the expense of the Variscan magmatic protoliths.

In the core of the less deformed domains (Fig. 2b), the inherited Variscan magmatic paragenesis including K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite and hornblende is metastably preserved within incipient coronitic reactions. Among the most obvious reactions, hornblende is statically transformed to blue-amphibole. These domains, which display no perceptible deformation, are surrounded by rocks affected by S_1/L_1 tectonites. While the base of this strain gradient is dominated by less non-coaxial deformation, it rapidly evolves toward top-to-the-SW simple shear deformation marked by the development of a single set of

shear bands (Figs. 4a and 5a). Besides, this strain gradient is further complicated by more local strain localization, even at the scale of a single outcrop, as exampled by the base of the ETSZ, along the main D81 road (Figs 6a, b, c). Here, top-to-the-SW deformation can occur as localized shear bands that overprint a volume of rocks devoid of visible deformation (Fig. 6a). In this case, S_1 only develops near shear bands and passes laterally to the undeformed protolith. Shear bands can also work as limits between isotropic granite on one side and oblique S_1 on the other side. Those observations suggest that prior or during formation of S_1, D_1 deformation started along discrete precursors in the form of shear bands. In this case, the flat orientation of shear bands appears controlled by the orientation of the precursor. Within the most deformed volumes of this outcrop, D_1 deformation is more distributed, with regularly spaced top-to-the-SW shear bands with S_1 sigmoidal (Fig. 6b). In this context, typical spacing between shear planes varies between 1 and 3 cm, depending on the size of magmatic K-feldspar clasts, and they dip to the west. S_1 appears generally flat, highlighted by stretched quartz ribbons alternating with feldspar ribbons. The most deformed parts of this outcrop are concentrated in a very gently dipping high strain shear band showing a fast lateral widening from <1 cm up to ~10 cm (Fig. 6c). Near the core of the ETSZ, D_1 deformation is occasionally preserved from D_2 as small-scale lens-shaped domains that often show internal mylonitic deformation (Fig. 6d). There, both the S_1 and the top-to-the-SW shear planes show evidence of passive rotation as they now dip eastward. Field observations on those structural levels indicate that when both top-to-the-SW and -NE shear criteria coexist, the first ones are always crosscut by the second ones (Fig. 6e).

In granitic lithologies, physical conditions that prevailed during top-to-the-SW deformation are generally not easy to retrieve. Blue-amphiboles sporadically develop either along the S_1 or along the top-to-the-SW shear bands. Conversely, more mafic lithologies, top-to-the-SW shearing appears clearly associated with the growth of synkinematic blue-amphiboles (Fig. 6d).

5. Mapping the state of finite deformation within the Tenda granites

5.1. Approach and methodology

Variably strained granite constitutes the dominant lithology in the east of the Tenda massif. Granitic protoliths appear well suited to determine local and regional variations in the magnitude of deformation, either qualitatively or quantitatively. Quantitative estimates as retrieved from image analysis (e.g. Launeau and Robin, 2005) or anisotropy of magnetic susceptibility analysis (e.g. Borradaile and Jackson, 2010) are valuable in such contexts but are often local in extent. To put constraints on the large-scale pattern of deformation (>100 km^2), exhaustive mapping of the state of finite deformation has been applied qualitatively as described in Huet et al. (2009), Charles et al. (2011), and Laurent et al. (2015). Laurent et al. (2015) have shown a good correlation between this qualitative approach and quantitative methods.

As discussed above, the effects of D_1 and D_2 can be generally unambiguously separated. The intensity of the D_2 overprint, however, is locally so severe as to allow only the D_2 finite deformation pattern to be continuously mapped across the massif. Five strain grades were distinguished to describe the intensity of deformation across the protolith (Fig. 7). Geometric embedding of the different strain grades is presented on Fig. 8.

- Grade 0 corresponds to rocks that did not experience significant D_2 deformation, such as D_2 folds, S_2, L_2 or top-to-the-NE simple shear indicators. Within this grade, rocks may be either coarse grained or mylonitized during D_1. Thus, two sub-grades were distinguished. Grade 0*s.s.* corresponds to the undeformed protolith characterized by an equant fabric where blue-amphiboles can statically replace magmatic hornblende (Fig. 7a and b). Besides, grade 0W corresponds to any other rocks deformed during D_1 and showing typical features such as top-to-the-SW shear bands, S_1 or L_1 but no trace of D_2 deformation (Fig. 7c).
- Grade 1 characterizes rocks that experienced incipient D_2 deformation superimposed on D_1 features. In the field, typical examples are outcrops showing D_2 folds associated with two different fabrics: a steep and folded S_1 and a sub-horizontal S_2 crenulation cleavage (Figs. 3b, c, d, 5f and 7d). There, S_1 can be either gently folded or strongly crenulated. However, it shows in any case a pure shear component corresponding to subvertical shortening. D_1 top-to-the-SW shear bands may be locally preserved associated with the sigmoidal character of S_1. In those cases, top-to-the-SW shear bands and S_2 planes have comparable orientations, suggesting that shear bands represented weak zone where S_2 lately localized.
- Grade 2 is characterized by unequivocal top-to-the-NE simple shear indicators associated to asymmetric boudins and particularly to shear bands while D_2 folds remain the main feature. In some cases, S_2 crenulation planes are used as shear bands (Fig. 7e). In this case, S_1 is comprised and between S_2 planes, indicating top-to-the-NE shearing. In other cases, newly formed top-to-the-NE shear bands affect a sigmoidal S_2 (Fig. 7f). Angle between shear planes and foliation is about 60°.

Increasing degree of simple shear from grades 2 to 4 is then recorded by an overall decrease of both spacing between top-to-the-NE shear bands and the angle between the S_2 and the shear bands, responsible for the progressive transposition of D_1 structures (Fig. 7f to h).

- Transition between grades 2 and 3 is marked by the occurrence of top-to-the-NE shear bands that are regularly spaced between 5 and 10 cm, affecting a sigmoidal S_2 (Fig. 7f). The angle between shear bands and foliation can be bracketed between 30 and 60°. D_2 folds are more rarely preserved, and shear bands dominate.
- Transition between grades 3 and 4 is marked by a decreasing angle between top-to-the-NE shear bands and S_2, beneath 30° (Fig. 7g). This flattening of mylonites is responsible for nearly complete obliteration of D_2 folds, rarely still visible, and the regular spacing of shear bands near 1 cm.
- Grade 4 corresponds to the most deformed volumes, being characterized by occurrence of ultramylonites and by the almost total transposition of S_2 (Fig. 7h).

The increase of finite strain intensity is therefore associated with a progressive increase of the simple shear component of deformation, from vertical shortening and folding of S_1 to top-to-the-NE simple shear deformation. In this frame, the angle between top-to-the-NE shear planes and S_2 progressively closes with the progressive reworking of the remaining D_1 structures (Fig. 8).

5.2. Grade distribution

Distribution of the deformation over the entire eastern Tenda massif was retrieved by applying this high-resolution strain intensity scale. In the cases of mixed grade for a same outcrop, overprinted structures (grade n-1) are generally boudinaged between anastomosed zones of overprinting structures (grade n). Local variations in deformation grade thus appear as snapshots of a continuum of deformation. This observation can be made at different scales (Fig. 9). To clarify the regional pattern, local mixed-grade stations are qualified with a single grade. Grade n-1 is chosen if it clearly represents a large part of the outcrop. For equal-proportion between grades n and n-1, grade n is chosen because it better represents the finite structure, as it appears as the latest phase. The resulting map, comprising 617 outcrops homogenously distributed within the granitic complex, is shown on Fig. 10a. Four cross sections normal to the regional foliation and parallel to stretching are presented on Fig. 10b.

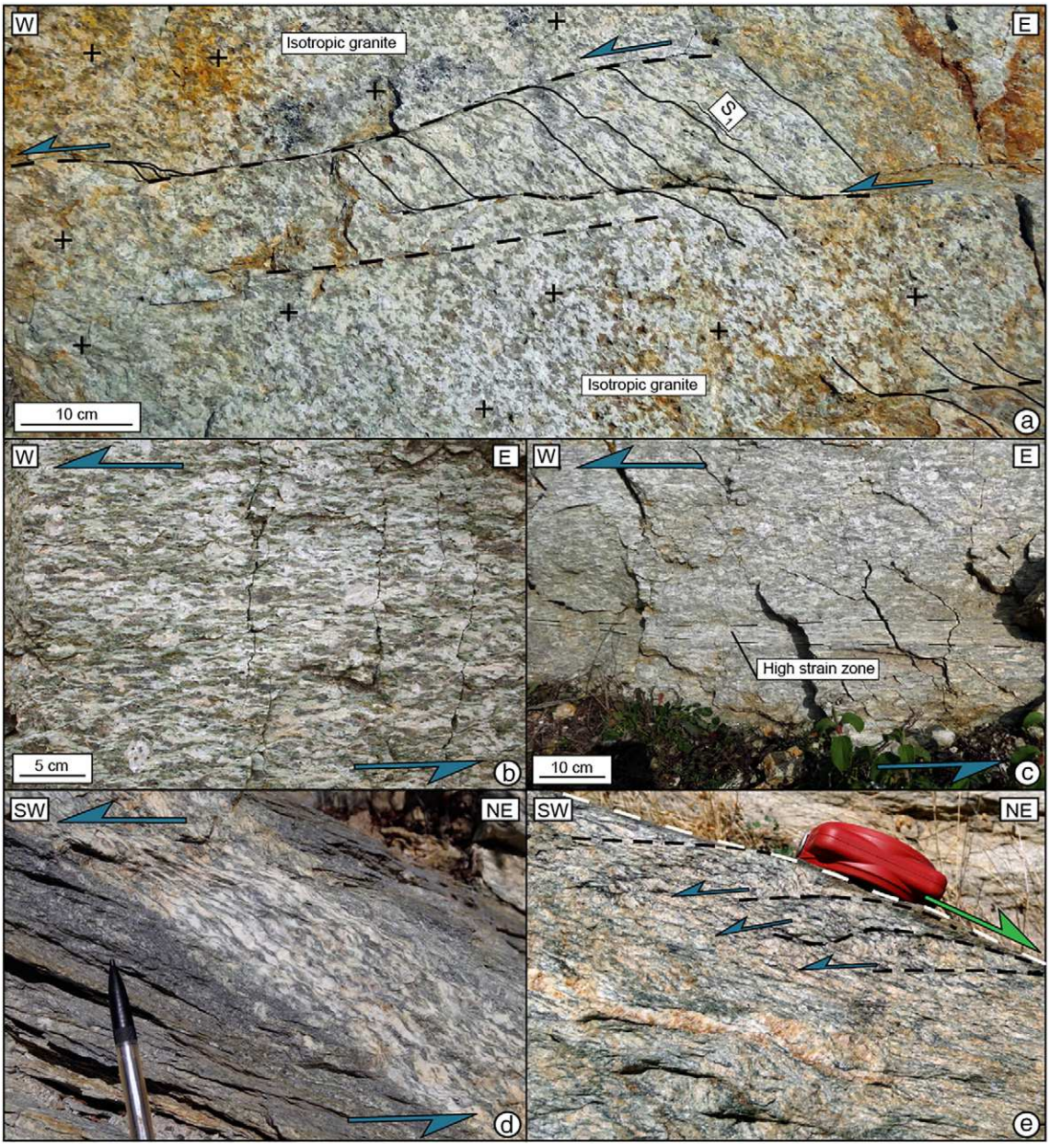


Fig. 6. Examples of D_1 top-to-the-SW criteria. (a, b, c) Typical outcrop showing preserved top-to-the-SW criteria in the lowermost structural levels of the ETSZ (N 42.649840° E 9.266655°). (a) In poorly deformed zone, gently dipping top-to-the-SW localized shear bands affect an undeformed granite. Note that S_1 only develops near shear bands. (b) With increasing deformation, the outcrop is characterized by distributed strain with mylonites. Top-to-the-SW shear bands dip to the west when S_1 appears flat. (c) Top-to-the-SW shearing appears sometimes localized through high strain bands. Note that this band widens from the left to the right of the picture. Note also that shear bands in (a) and the high strain band in (c) have the same orientation. (d) Toward the top of the ETSZ, both S_1 and shear bands dip to the east, compatibly with the general trend of the ETSZ (N 42.654916° E 9.267789°). Top-to-the-SW shearing is clearly recorded in the blue-amphibole stability field. (e) Cross-cutting relationships between top-to-the-NE and top-to-the-SW deformation in the ETSZ (N 42.656507° E 9.272097°).

At the massif scale, the map shows that D_2 affects a large part of the mapped area, except for the Casta granodiorite, which remains isotropic or only affected by D_1 (cross sections BB′ and DD′ on Fig. 10). 75% of the investigated outcrops are affected by D_2. Among those outcrops, 28% are represented by grade 1 and 30% by grade 2. Grades 3 and 4 domains are of secondary importance, 24% to 18% respectively, a trend nicely indicating a localization of deformation with increasing finite strain. This distribution is shown both on the map and in the cross sections where the deformed zones become narrower with increasing strain intensity. At first-order, strain intensity clearly increases from west to east, toward the ETSZ (cross sections BB′, CC′, DD′ on Fig. 10) and the SSZ (cross section AA′ on Fig. 10). At a smaller scale, deformation zones also occur as isolated shear zones of moderate intensity (grade 2) in poorly deformed zones (grade 1) near Mt. Genova (cross section BB′ on Fig. 10). Similarly, isolated high-intensity shear zones (grade 4) occur in moderately deformed volumes within the ETSZ (cross section CC′ on Fig. 10). The overall 3-D structure of the massif thus appears as a heterogeneous shear zone showing: i) a first-order strain gradient toward the ETSZ and the SSZ, ii) isolated strain gradients at a smaller scale. As observed at different scales (Fig. 9), zones dominated by structures related to grade n-1 appear as lenses or boudins between zones affected by grade n (Fig. 10).

6. Discussion

Structural studies on the Tenda massif have been so far conducted on its eastern part, the ETSZ, an excellent example of polyphased contact

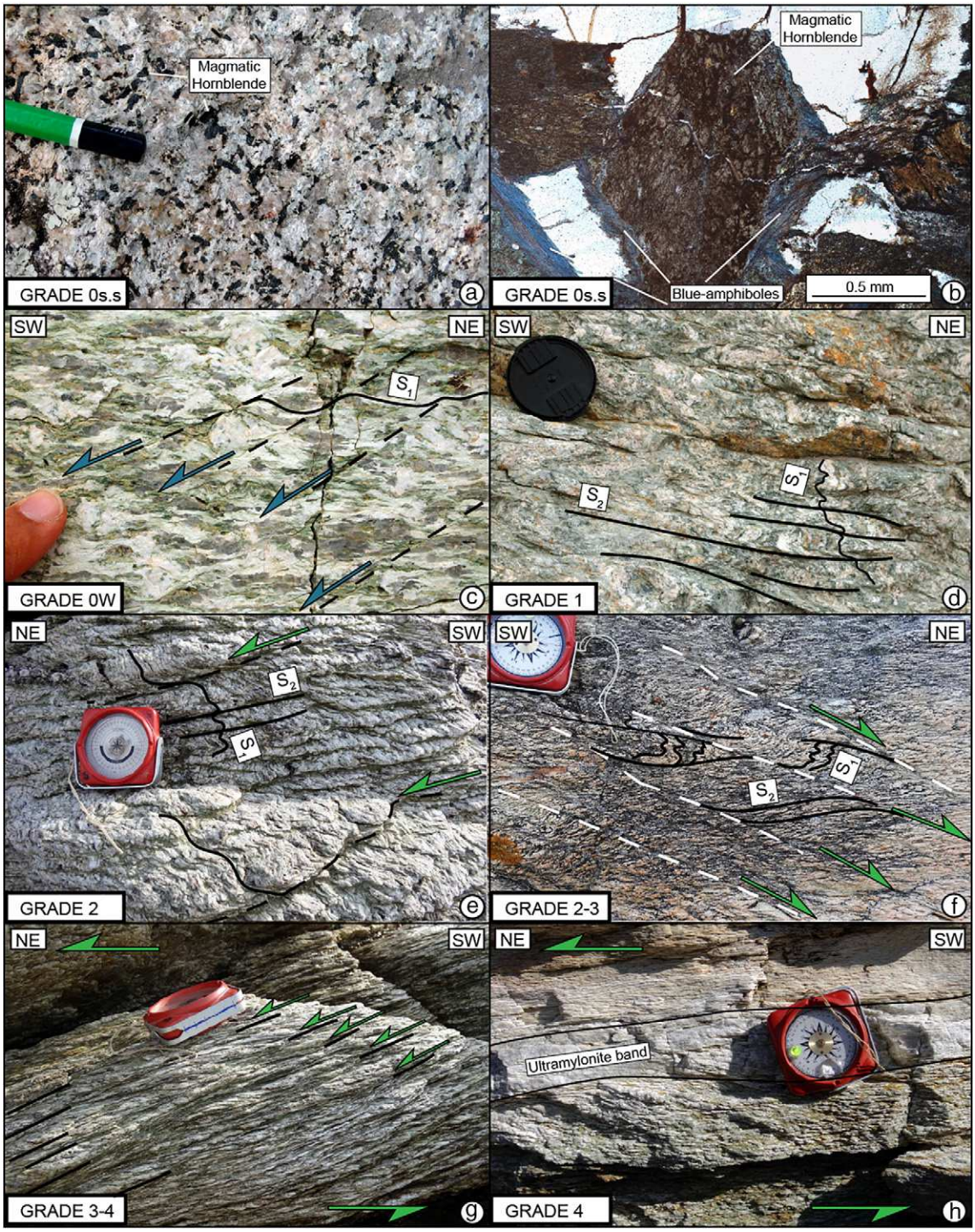


Fig. 7. D_2 strain intensity scale in the granitic protolith. (a) Grade 0s.s: outcrop picture of a typical isotropic granite (N 42.67536° E 9.22939°). The magmatic parageneses is equant and apparently metastable. (b) Grade 0s.s: magmatic hornblendes are incipiently statically replaced by blue-amphiboles involved in a coronitic reaction (N 42.66067° E 9.23987°). (c) Grade 0W: top-to-the-SW shear bands and sigmodal S_1 in between (N 42.649840° E 9.266655°). (d) Grade 1: D_2 folds with crenulated still steeply dipping S_1 and formation of S_2 crenulation cleavage (N 42.655945° E 9.272113°). Note that deformation is characterized by only a pure shear component. (e) Grade 2: appearance of simple shear components on S_2 cleavage (N 42.700461° E 9.26382°). S_1 in between shows sigmoidal feature indicating top-to-the-NE shearing. Angle between shear bands (S_2) and foliation (S_1) is about 60°. (f) Transition between grades 2 and 3: top-to-the-NE shear bands with sigmoidal S_2 in between (N 42.70249° E 9.25855°). Spacing between shear bands is around 5–10 cm. Angle between shear bands and S_2 is between 60 and 30°. D_2 folds remain visible. (g) Transition between grades 3 and 4: penetrative mylonitic fabric (N 42.700461° E 9.26382°). Spacing between shear bands is close to 3–2 cm, and angle between shear bands and S_2 is about 30°. (h) Grade 4: development of ultramylonite bodies within strongly flattened mylonitic fabric (N 42.71928° E 9.23598°). See text for further explanations.

accommodating both burial and exhumation of continental material (Daniel et al., 1996; Brunet et al., 2000; Gueydan et al., 2003; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015). However, behavior of a large-scale continental crust portion and particularly strain accommodation of subduction and exhumation cannot be explored only by the detailed study of the major contacts where deformation is particularly concentrated. Our results show that deformation of the Tenda massif was not

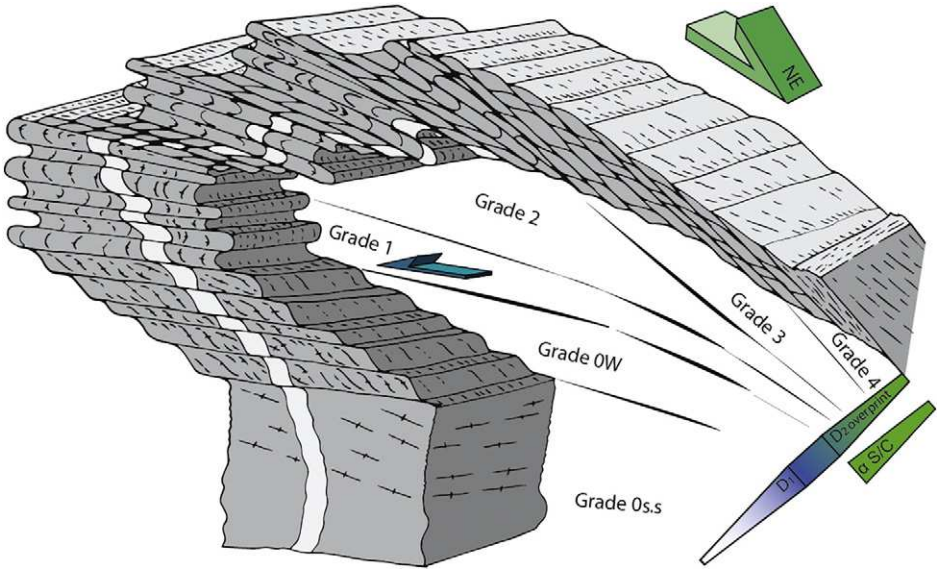


Fig. 8. Synoptic view of all strain grades described in Fig. 7 along a virtual D_2 strain gradient. This gradient is characterized by an increase of D_2 fabrics resulting in the progressive overprint of D_1 structures. Note that both spacing between shear bands and angle between S_2 and top-to-the-NE shear bands decrease upward, from grade 2 to grade 4. Note that D_1 fabrics have always been observed at the base of the D_2 strain gradient in close association with undeformed rocks.

restricted to the ETSZ. Field results show the distribution of retrograde deformation related to exhumation and the pattern of partial to total transposition of the inherited top-the-SW fabric. One of the most important observation is that the later NE-directed (exhumation-related) structures are pervasively recorded across the entire massif. In the lights of these results, this section discusses the variation of strain distribution during burial and exhumation as well as the factors responsible for strain localization. Regional implications are presented first.

6.1. A review of the Tenda massif finite structure: regional implications on the model of subduction/exhumation

The various models of subduction and exhumation of the Tenda massif depend on: 1) the uncertain attribution of some structures to one of the different tectonic phases; 2) the focus of previous work on the ETSZ, that led to different descriptions of finite structure and patterns of strain distribution (Daniel et al., 1996; Brunet et al., 2000; Gueydan et al., 2003; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006;

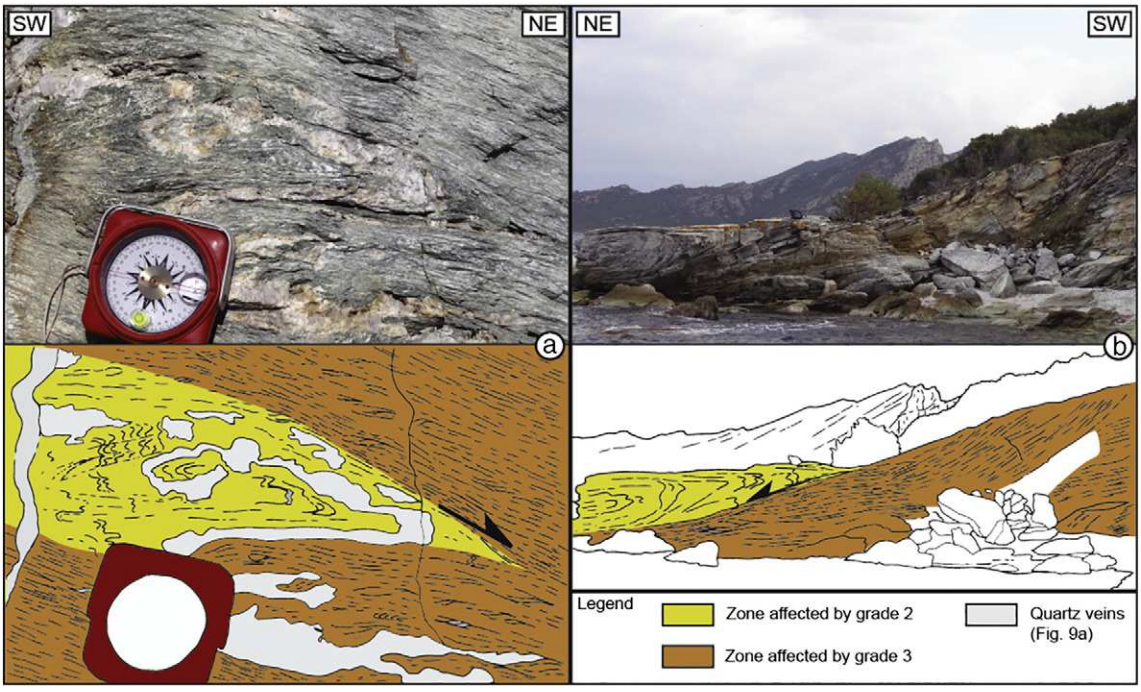


Fig. 9. Examples of structural evidence of the time-sequence relative to the increasing strain intensity. Volumes characterized by grade 2 are asymmetrically boudinaged in volumes characterized by grade 3 at outcrop (a: N 42.659128° E 9.273212°) and landscape-scales (b: N 42.71167° E 9.255127°).

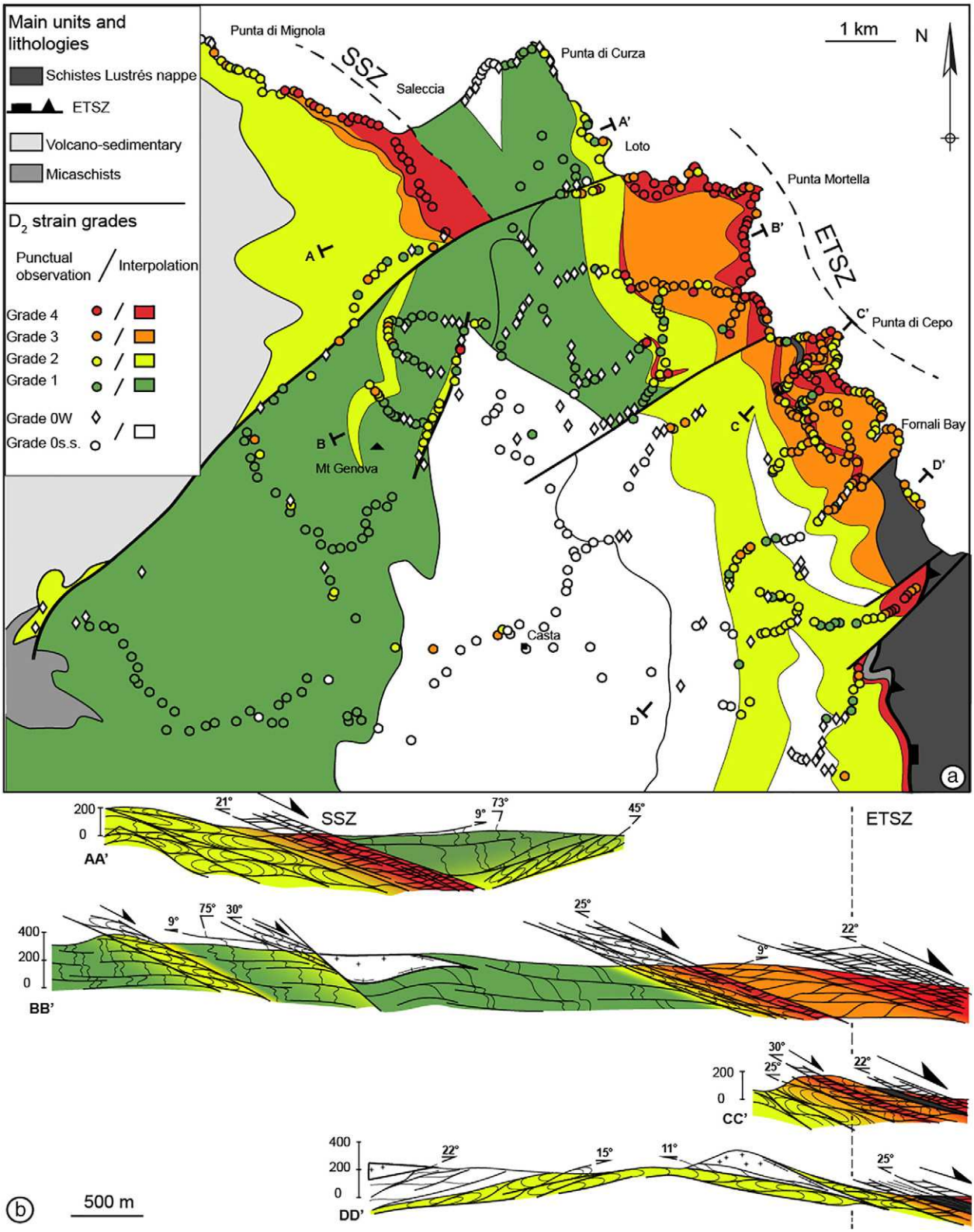


Fig. 10. Strain grades map of the Tenda massif within granitic protoliths. One of the five grades (see Figs. 7 and 8) has been attributed for each of the 617 visited outcrops. Interpolation highlights either the overall increase of finite deformation toward the ETSZ and the SSZ or more local strain localization. (b) Cross-sections normal to the regional foliation and parallel to the regional stretching across the main gradients of deformation. SSZ: Saleccia Shear zone; ETSZ: East Tenda Shear Zone.

Maggi et al., 2012, 2014; Rossetti et al., 2015); 3) the scattering and various interpretation of chronological constraints. We discuss these three points in the next subsections.

6.1.1. To which deformation stage folds and crenulated structure belong?

Folds affecting S_1 and associated to crenulation cleavage is differentially explained by the models presented in the Section 2.2. They can

develop in coaxial domain of deformation between top-to-the-NE shear zones during exhumation in greenschist-facies conditions (Jolivet et al., 1990, 1991; Daniel et al., 1996) or can occur in low-strained domains in between zones of localized top-to-the-SW shearing in blueschist-facies conditions (Molli et al., 2006; Rossetti et al., 2015). Our study shows that: 1) top-to-the-SW shearing can display different amounts of strain localization from distributed to strongly localized in a same outcrop without developing any crenulation (Fig. 6). 2) On the contrary, crenulation is rather localized where top-to-the-NE shearing occurs at outcrop scale (Figs. 5e, f, 7e, f and 9). This is also true for larger scales. For example, undulations of vertical S_1 in the Mt. Genova (Fig. 3a) occur in between two top-to-the-NE shear zones (Fig. 10). 3) This crenulation (S_2) is associated to retrogression of blue-amphiboles, which developed in S_1, into chlorite, suggesting that S_1 and S_2 did not develop in the same *P-T* conditions (Fig. 3d). For these reasons, we followed the model of Jolivet et al. (1990, 1991) and Daniel et al. (1996), according to which the crenulated structures are rather linked to D_2.

One important observation is that these folds are also observed in the eastern limb of the Cap Corse antiform (Fig. 1; Jolivet et al., 1991). There, the NE-verging recumbent folds are observed from a few centimeters to hundreds of meters and they are later sheared by top-to-the-E shear zones and cut by the brittle detachment observed near the northernmost tip of Cap Corse (Macinaggio detachment, Fig. 1). Thus, the two antiforms, namely the Tenda massif and the Cap Corse, show the same general asymmetry with a localized east-dipping shear zone at the top with folds overturned to the east underneath. This shows that these folds are not restricted to the Tenda massif but are instead characteristic of the late architecture of Alpine Corsica, including the Tenda massif and the Schistes Lustrés nappe as two separate crustal-scale boudins formed during extension (Daniel et al., 1996).

6.1.2. Global strain distribution in the Tenda massif

In the frame of an orogenic wedge, the subduction/exhumation style and mechanism of continental material largely depends on the rheology of the subducting continental crust. To understand it, a careful structural description of pattern of strain distribution is needed. The fact that studies on those questions focused on the ETSZ leads sometimes to an apparent rigidity of the Tenda massif. Moreover, since the ETSZ is where the final increments of deformation toward the brittle field localized (Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012, 2014), this focus leads to an overestimation of the relevance of brittle post-orogenic reactivation. Instead, our study shows that ductile markers of D_1 (S_1, L_1, top-to-the-SW shear criteria) and D_2 (S_2, L_2, top-to-the-NE shear criteria) can be encountered from the ETSZ to the Ostriconi fault, except a few domains where the protolith remains unformed (notably the Casta granodiorite). In more details, the structural analysis of the Tenda massif (Fig. 5a) reveals a finite structure characterized by a ductile NW-SE dome of D_2 features (D_2 folds, S_2, L_2, and top-to-the-NE shear criteria) that rework D_1 structures (S_1, L_1 and top-to-the-SW shear criteria). The relatively more deformed carapace mantles a less deformed core which can locally preserves undisturbed D_1 structures. From west to east, this dome is crosscut by late top-to-the-NE narrow and localized shear zones that evolve toward a brittle behavior (Fig. 5a, c and d). We then emphasize the fact that D_2, top-to-the-NE shearing, and switch of the ETSZ from a thrust to a detachment were mostly recorded in the ductile field, and pervasively affect the finite structure of the Tenda massif.

6.1.3. Geodynamic context for the exhumation of the Tenda massif

A major controversy exists about the respective part of regional compression and extension in the exhumation of the Tenda massif (see debate in Molli et al., 2006). The rather cold path of the exhumation favors a first step of *syn*-orogenic exhumation (Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Maggi et al., 2012), also envisaged for more external continental units (i.e. the Popolasca unit for example; Malasoma and Marroni, 2007; Di Rosa et al., 2016). Instead, the end is clearly recorded during post-orogenic extension in greenschists-facies to brittle conditions, affecting the whole nappe stack (Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006; Malasoma and Marroni, 2007; Maggi et al., 2012; Di Rosa et al., 2016). Syn-orogenic exhumation may involve a thrust at the base and a detachment (or exhumation fault) at the top of the

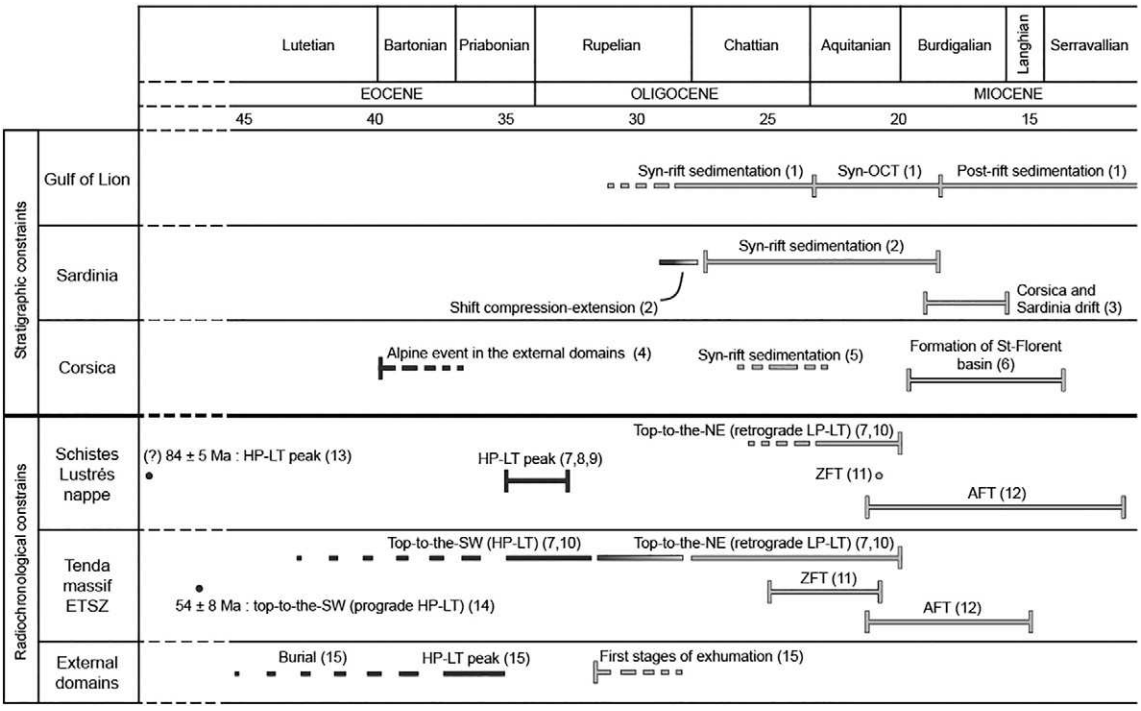


Fig. 11. Available biostratigraphic and radiochronologic age constraints of Alpine events for the Gulf of Lion basin and Corsica-Sardinia continental portions. Data are from (1) Séranne, 1999; Oudet et al., 2010; Jolivet et al., 2015; (2) Faccenna et al., 2002; (3) Speranza et al., 2002; (4) Bonnal et al., 1973; Bézert and Caby, 1988; Jourdan, 1988; Egal and Caron, 1989; (5) Ferrandini et al., 2003; (6) Cavazza et al., 2007; (7) Brunet et al., 2000; (8) Martin et al., 2011; (9) Vitale Brovarone and Herwartz, 2013; (10) Rossetti et al., 2015; (11) Fellin et al., 2006; (12) Jakni et al., 2000; Zarki-Jakni et al., 2004; (13) Lahondère and Guerrot, 1997; (14) Maggi et al., 2012; (15) Di Vincenzo et al., 2016.

exhumed units (e.g. Chemenda et al., 1995; Raimbourg et al., 2005), whereas post-orogenic extension will rework the entire nappe stack. In the case of the Tenda massif, Molli et al. (2006) concluded that syn-orogenic exhumation has been responsible for most of the exhumation below the detachment situated between the Schistes Lustrés nappe and the Nappe Supérieures and accommodated by a thrust at the base of the Tenda massif. Unfortunately, this structural architecture cannot be proven because the basal contact of the Tenda massif does not crop out anywhere (Fig. 5a). Only chronological constraints permit to discuss this problem (see Fig. 11).

A regional shift from compression to extension has been widely recognized from the Gulf of Lion to the Calabrian Arc in connection with the southeastward retreat of the Apennine slab (e.g. Malinverno and Ryan, 1986; Doglioni, 1991; Gueguen et al., 1998; Jolivet et al., 1998, 2008, 2015; Séranne, 1999; Brunet et al., 2000; Rossetti et al., 2001; Speranza et al., 2002; Faccenna et al., 2004). As attested by evidences of compression in Late Eocene-Early Oligocene sedimentary rocks of Sardinia (Faccenna et al., 2002) and syn-rift sediments of Middle Oligocene to Aquitanian age (23–20 Ma) in the Gulf of Lion (e.g. Séranne, 1999; Oudet et al., 2010; Jolivet et al., 2015), the shift from compression to extension occurred in the Oligocene probably near the Late Rupelian (34–28 Ma). Similarly, syn-rift sediments formed during Late Oligocene-Aquitanian times in Corsica and Sardinia, prior to their anticlockwise rotation as a rigid block during the spreading of the Liguro-Provençal Sea (e.g. Faccenna et al., 2002; Speranza et al., 2002; Ferrandini et al., 2003).

Top-to-the-SW shearing in the Tenda massif is constrained between early Eocene for its prograde increments (U-Pb on acmite-phengite-coatings, Maggi et al., 2012) and Early Oligocene for its waning stage (Brunet et al., 2000; Rossetti et al., 2015). The end of top-to-the-SW shearing at this time is coherent with Late Eocene-Early Oligocene H*P*-L*T* peak ages in the more buried levels of the Schistes Lustrés nappe (Martin et al., 2011; Vitale Brovarone and Herwartz, 2013) and with the post-Bartonian H*P*-L*T* thrusting in the external domains (Bonnal et al., 1973; Bézert and Caby, 1988; Jourdan, 1988; Egal and Caron, 1989; Vitale Brovarone et al., 2013) that all constrain the beginning of syn-orogenic exhumation. Recent $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on Alpine shear zones developing in the eastern Variscan basement argue for a major shearing during H*P*-L*T* peak at 37–35 Ma, before exhumation near 32 Ma (Di Vincenzo et al., 2016). As a conclusion, the syn-orogenic exhumation of the relatively internal domain of Alpine Corsica (i.e. Schistes Lustrés nappe and Tenda massif) is narrowly constrained between ~38–32 Ma that is a maximum limit for H*P*-L*T* peak in the Schistes Lustrés nappe and for thrusting in the external domain, and ~32–30 Ma, during exhumation of the entire Alpine Corsica, synchronously with the regional compression-extension switch. This could happen when Corsica passed from an east-dipping Alpine subduction to the back-arc domain of the west-dipping Apennine subduction system near 35–30 Ma (e.g. Molli and Malavieille, 2011; Malusà et al., 2015).

The regional compression/extension switch is recorded by Rb-Sr (Rossetti et al., 2015) and $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Brunet et al., 2000) ages on phengite affected by D_1 and D_2 in both the Schistes Lustrés and the Tenda units. In the Tenda massif, crystallization or re-crystallization of relatively substituted D_1 phengite (Si^{4+} ~ 3.5 a.p.f.u) during deformation in samples characterized by top-to-the-W kinematics are dated between 32 and 27 Ma by the Rb-Sr method while the $^{40}Ar/^{39}Ar$ one gives a minimum age of 35 Ma. The end of D_2 deformation is recorded in highly deformed samples characterized by top-to-the-NE kinematics and relatively less substituted phengite (Si^{4+} ~3.3 a.p.f.u) at 20 and 25 Ma by the Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ methods, respectively. The same ages are recorded in strongly retrogressed samples of the Schistes Lustrés nappe during D_2. The systematic difference of 5 Ma observed between the two methods questioned their ability to precisely date the timing of deformation. Accordingly, the compression/extension switch is differentially constrained near 27 Ma (Rossetti et al., 2015) or 32 Ma (Brunet et al., 2000). Further investigation is needed to precisely constrain the absolute timing of deformation relative to the different events. However, the two datasets indicate that the relative time between the ends of the two events is about ~7 Ma, showing that post-orogenic movements probably accommodated a non-negligible part of the exhumation.

6.2. Styles of deformation and strain localization during burial and exhumation

Many studies on strain localization and shear zone development have focused on cases where *P-T* conditions remained constant through deformation. The Tenda massif offers instead an example where the distribution of deformation can be studied through variable *P-T* conditions during a full burial/exhumation cycle.

6.2.1. Burial (D_1 phase)

The presence of a Mesozoic to Eocene sedimentary cover resting unconformably on the Tenda massif (Jourdan, 1988; Rossi et al., 2001; Vitale Brovarone et al., 2013) shows that it was near the surface just before its burial, as the Alpine events in external units started during the Bartonian (40 Ma; Bonnal et al., 1973; Bézert and Caby, 1988; Jourdan, 1988; Egal and Caron, 1989; Vitale Brovarone et al., 2013). Then, blueschist-facies conditions are recorded during D_1 as attested by crystallization of blue-amphibole along S_1 (Fig. 3c and d) and top-to-the-SW shear bands (e.g. Molli et al., 2006). At large-scale, blue-amphibole occurs principally in the Mt. Asto granite, within the ETSZ (Fig. 2), suggesting that its occurrence depends in part on chemical composition of the protoliths and that it is favored by deformation. Despite this observation, blue-amphibole also occurs statically in non-deformed facies of the Casta granodiorite (Fig. 7b). Within the Mt. Genova granite, two occurrences have been observed (Fig. 2a), the first one along the main D81 road, in a fine-grained facies strongly localizing deformation and the second one in micaschists of the Punta di Mignola shear zone (Figs. 2a and 5g). Further south of our study area, blue-amphibole also occurs in the westernmost parts of the Tenda massif (Near Urtaca, Jourdan, 1988; Molli and Tribuzio, 2004). The most reliable peak *P-T* conditions constraints are provided by petrological studies in peculiar lithologies, away from the ETSZ, in the gabbroic complex of Bocca di Tenda, south of the Tenda massif. Here, rhyolite with jadeite-bearing aegirine, Na-amphibole and celadonite-rich phengite (Tribuzio and Giacomini, 2002) and gabbro with Al-poor hornblende and celadonite-rich phengite (Molli and Tribuzio, 2004) constrain peak metamorphism near 1 GPa and 450 °C. Similar results (1.2 GPa, 400 °C) are obtained in the ETSZ with a peculiar clinopyroxene + rutile assemblage (Maggi et al., 2012). All those results suggest that the Tenda massif recorded a global blueschists-facies condition during burial, and remained a relatively coherent unit.

Even if the early brittle structures relative to burial have been completely overprinted by the later ductile deformation, we propose that first stage of deformation was probably localized along brittle thrust precursor, as observed in the Corte slices further south (Jolivet et al., 1990). The following ductile H*P*-L*T* D_1 deformation (S_1, L_1, top-to-the-SW shearing) is on the contrary distributed at large scale, affecting a large volume of the Tenda massif, from the core where it can preserve its original geometry, to the top of the dome where it is lately overprinted (Figs. 5a and 12). Distributed deformation is evidenced by gneissic texture during D_1 (Maggi et al., 2012, 2014). At the scale of outcrop, we do not find any evidences of structures related to the brittle-ductile transition for D_1. However, in the less deformed volume, we found that S_1 developed only along top-to-the-SW shear bands and passes laterally to the undeformed protolith (Fig. 6a). Those observations suggest that D_1 deformation started along discrete precursors in the form of shear bands prior or during formation of S_1. It is coherent with studies focusing on the nucleation of shear zones where the amount of later overprint is limited. They demonstrate that shear zones nucleate from discrete precursors such as brittle fractures (e.g.

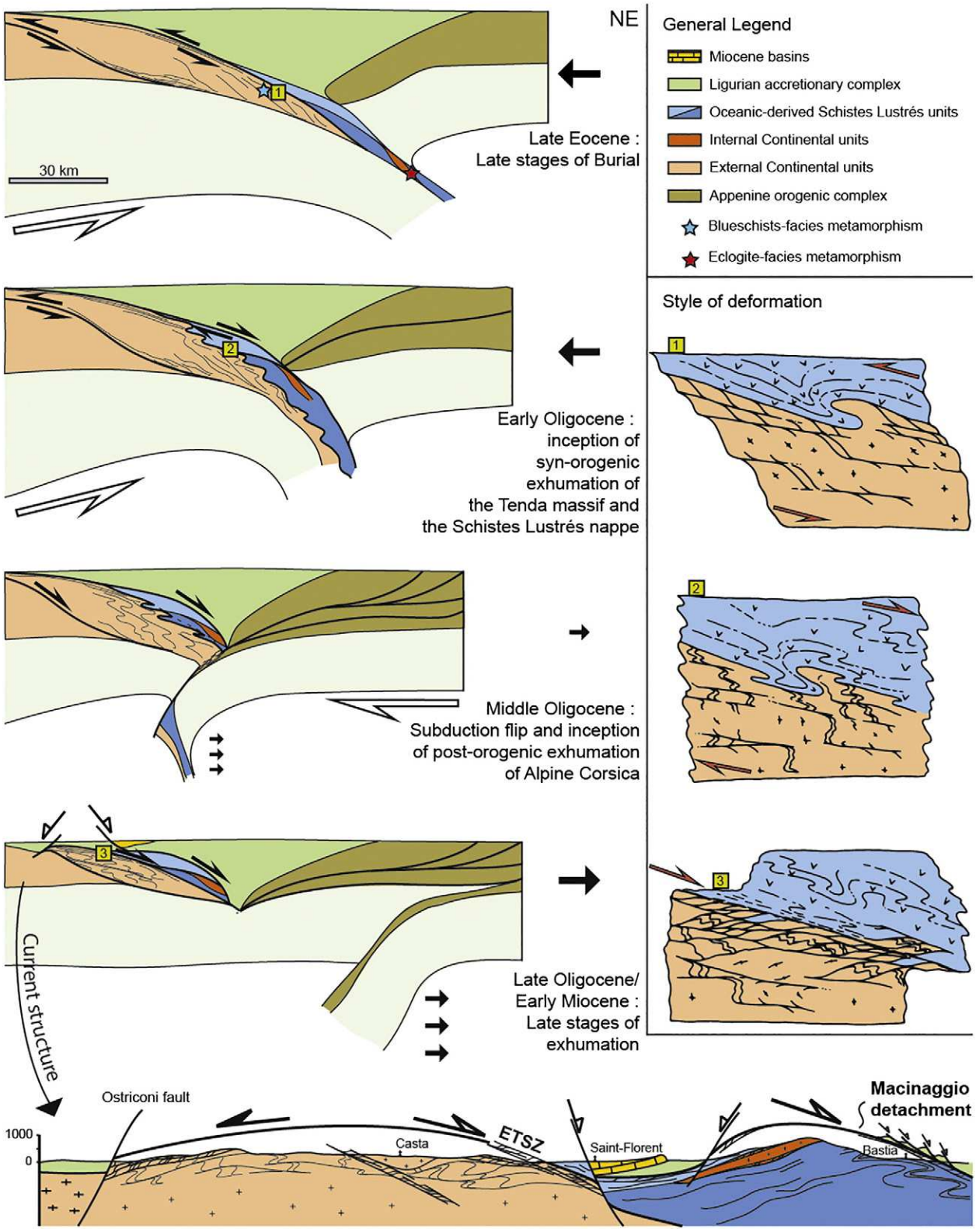


Fig. 12. Tectonic model of Alpine Corsica orogenic system from Eocene to Miocene (inspired from Ravna et al., 2010; Molli and Malavieille, 2011; Vitale Brovarone et al., 2013 and references on chronological constraints presented in Fig. 11) showing the evolution of deformation in the Tenda massif from burial to exhumation. During Late Eocene, the Tenda massif was buried underneath the Ligurian accretionary complex until its juxtaposition below the Schistes Lustrés nappe, and affected by top-to-the-SW deformation (D_1) firstly localized then pervasive at maximal depth. There, the two units are tectonically coupled (see also Molli et al., 2006). From Middle Oligocene to Miocene, *syn*-to post-orogenic exhumation was marked by a progressive localization of strain from distributed (pervasive D_2 folding of previous structures) to localized notably near the ETSZ. All sketches are oriented SW-NE.

Mancktelow and Pennacchioni, 2005; Raimbourg et al., 2005; Goncalves et al., 2012, 2016; Sullivan et al., 2013), lithological contacts (e.g. Pennacchioni and Mancktelow, 2007) or simply microscopic heterogeneities at mineral boundaries (e.g. Ingles et al., 1999). Finally, the top-to-the-SW shear bands are lately overprinted by brittle fractures, making the nature of the precursor uncertain. However, all those points argue for a first step of strain delocalization within the Tenda massif during burial and its first crossing through the brittle-ductile transition from surface up to blueschists-facies conditions.

6.2.2. Exhumation (D_2 phase)

Structures related to exhumation were mostly recorded in greenschist-facies conditions, while blue-amphiboles were turned into chlorite in S_2 crenulation and top-to-the-NE shear bands (Figs. 3d and 5i). It seems reasonable that they developed from blueschists-facies conditions, in a D_1-D_2 continuum deformation. Indeed, Molli et al. (2006) described a D_2 crenulation made of fine grains of Na-amphibole showing an outward decrease of Al, compatible with a decreasing pressure, between microlithons with large Na-amphiboles. We also find blue-amphibole recrystallization in the tails of older blue-amphibole sigma clasts compatible with top-to-the-NE shearing (see white square in Fig. 5i). The exhumation path can be constrained from ~1 GPa and 450 °C to <0.5 GPa and 300–400 °C (Tribuzio and Giacomini, 2002; Molli and Tribuzio, 2004; Molli et al., 2006). The last increments of exhumation are recorded in the brittle field (Fig. 5d) in a continuum deformation, as the directions of both ductile and brittle stretching are consistent (Molli et al., 2006).

Right after the burial/exhumation switch, the first stages of D_2 deformation are characterized by pervasive folding responsible for a general verticalization of S_1 envelope (Figs. 2c, 3e, 5a and 12). Folding is expressed in low-strain D_2 domain by gentle undulations of S_1 (Fig. 3a) or inversely strongly crenulated S_1 associated to a flat S_2 cleavage (Fig. 3b, c, d), compatible with a pure shear component of deformation corresponding to a subvertical shortening. Larger-scale folds can be observed near Santo-Pietro-di-Tenda, where they affect the contact between the Tenda massif and the Schistes Lustrés nappe (Molli et al., 2006). Limbs of the Schistes Lustrés nappe incorporated into the ETSZ (see Punta di Cepo and Fornali Bay in Fig. 2) also suggest a folding of this contact. Irrespective of these variations in scale, this folding stage is observed throughout the Tenda massif affected by D_2. In agreement with Molli et al. (2006), we argue for a general strain delocalization at the time of D_2, responsible for the buckling and deactivation of the original thrust just before or after the D_1-D_2 switch (Fig. 12). Then, the strain intensity map shows that deformation is localized in narrower top-to-the-NE shear zones that locally develop thick mylonites and locally ultramylonites (Figs. 5, 7, 8 and 10). Furthermore, the transition from grade n-1 to n is marked by relatively poorly deformed boudins in a more deformed matrix (Fig. 9). Local variations in deformation grade thus appear as snapshots of a continuum of deformation that finally localized in the ETSZ and the SZZ, showing that D_2 deformation progressively localized during exhumation toward the two principal shear zones. This interpretation is further supported by the decrease of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on phengites toward the ETSZ nappe from ~45 to 25 Ma (Brunet et al., 2000). Since the ductile structures are lately crosscut by NE-striking faults, the spatial and temporal relationships between the ETSZ and the SSZ are unclear. Further studies should better asses both brittle kinematics and provide radiometric chronological constraints also for the SSZ. In any case, the ETSZ and the SSZ are two different structures, the ETSZ developing at the top of the Tenda massif while the SSZ is structurally below and developed within the granitic complex (Fig. 10). Moreover, the two shear zones are characterized by different stretching directions, NE-SW for the ETSZ and NNE-SSW for the SSZ (Fig. 4a). Doming of the Tenda massif occurred during the progressive strain localization toward the ETSZ as the D_2 mylonites carapace near the top of the massif is itself domed and outcrops in the west (Fig. 5). Besides, late top-to-the-NE narrow localized shear zones, showing a component of brittle deformation, always dip toward the northeast and are not affected by the doming. We suggest that this doming formed during regional extension near the brittle-ductile transition by a horizontal-axis rotation beneath the ETSZ where deformation progressively localized. The Tenda massif then record a relocalization of strain during its second crossing through the brittle-ductile transition zone, from strongly distributed at depth where exhumation began, to strongly localized in the upper levels of the crust, toward the brittle field (Fig. 12).

6.3. Internal factors for strain distribution during burial and exhumation

The two major shear zones of the Tenda massif are the ETSZ and the SSZ, where strain localizes toward lithological contacts between rocks of very contrasting rheology (Fig. 10). The fact that strain localizes in the ETSZ is comprehensible since the contact between the Tenda massif and the Schistes Lustrés nappe is both a zone of lithological/rheological contrast and a pathway for fluids (Maggi et al., 2012). In agreement with these authors, we find very heterogeneous second-order strain gradients in the ETSZ (see punctual observations of strain grades in Fig. 10). Maggi et al. (2012) explain it by alternating episodes of fluids-induced strain softening (feldspar-to-micas reaction) and strain hardening (neoblastesis of K-feldspar) producing a rheological contrast that drives strain localization through a heterogeneous shear zone. But the internal lithological contacts are also preferentially used for strain localization. Indeed, most of those contacts are intensely deformed. This is true at the contact between: i) the granitic complex and the volcano-sedimentary sequence in the Punta di Mignola (Fig. 5g), ii) the Mt. Genova and the Saleccia rhyolite in the SSZ (Figs. 5b and 10), or iii) the Mt. Genova and the Casta granodiorite, east of Mt. Genova (Fig. 10). This is in agreement with studies showing that shear zones nucleate on rheological heterogeneities such as brittle structures (e.g. Mancktelow and Pennacchioni, 2005; Goncalves et al., 2012, 2016; Sullivan et al., 2013) or lithological contacts (e.g. Pennacchioni and Mancktelow, 2007; Rennie et al., 2013) where strain remained localized.

S_2 crenulation is well developed in these preferential zones for strain localization, particularly in the vicinity of the SSZ and the ETSZ, where S_2 fabrics are visible at landscape scales (Fig. 3f and g). Inversely, in less deformed zone, D_2 folds are rather characterized by S_1 undulations without crenulation development (Fig. 3a). The fact that top-to-the-SW shear bands are privileged structures where S_2 develops (see Section 5 about strain grades) suggests that penetrative S_2 fabrics visible in the major shear zones of the ETSZ are domain where top-to-the-SW D_1 shear zones initially localized during burial. Lithological contact thus is a primordial factor driving strain localization, directly for burial and D_1 structures, and indirectly for exhumation and D_2 structures, through a structural control of primarily deformation zone born during D_1.

If lithological contact is a driving structure for strain localization, accommodation of deformation largely varies in function of the protolith. The best example is the Casta granodiorite that remained globally undeformed as it resisted in a large scale strain shadow. The Mt. Genova also remained relatively poorly deformed with only few narrow shear zones situated structurally below and above. Inversely, deformation pervasively and intensely affected the Saleccia rhyolite and the Mt. Asto monzogranite. Maggi et al. (2012, 2014) described the Casta granodiorite as the protolith of the ETSZ. However, we rather prefer the geological outline of Rossi et al. (1994) that shows that the ETSZ developed in the Mt. Asto monzogranite. Indeed, when poorly deformed, it is clear that the ETSZ developed in a relatively felsic facies (Fig. 6a) compared to the Casta granodiorite that is more basic and characterized by a higher amount of hornblendes (Fig. 7a). Except for the Saleccia rhyolite that can deform easily due to its rather fine-grained matrix, the fact that plutonic granitoids behaved differently during deformation suggests that deformation mechanisms depend on the composition of the protolith (X) as an internal parameter together with external parameters such as fluids, *P-T* conditions, associated with mineral transformations, as suggested for the Tenda massif (Gueydan et al., 2003; Maggi et al., 2014) or other

granites-related shear zone (e.g. Goncalves et al., 2012, 2016; Oliot et al., 2010, 2014).

7. Conclusion

This structural study is based on a large dataset collected over most of the Tenda massif, providing new insights into its history from burial (D_1) to exhumation (D_2):

- The first order finite structure of the Tenda massif is characterized by a NW-SE dome of D_2 related structures (D_2 folds, L_2, S_2 and top-to-the-NE shear criteria) mantling a less deformed core where D_1 structures (L_1, S_1 and top-to-the-SW shear criteria) remain preserved in their initial position.
- Field evidence demonstrates that both D_1 and D_2 structures affect the whole massif. Although D_1 structures can still be encountered in their initial position, they are generally reworked by D_2 deformation.
- Burial occurred from surface, where localized deformation was concentrated along thrusts at the top of continental material (visible further south in Corte slices), until blueschist-facies conditions where deformation was rather distributed, affecting both continental and oceanic material.
- Exhumation probably started in a *syn*-orogenic context or simply at peak-metamorphic conditions, with delocalization of thrusting from the ETSZ toward the more external domains. D_2 deformation then occurred firstly distributed through a general folding of previous structures, even the original thrust between the Tenda massif and the overlying Schistes Lustrés nappe. Through the switch from syn-orogenic to post-orogenic exhumation, D_2 localized in a set of large-scale shear zones including notably the ETSZ, located at the roof of the dome between continental and oceanic material, and the SSZ, an internal shear zone described for the first time. The general doming of D_2 structures occurred during this strain localization. The final increments are localized in the ETSZ and scattered in the rest of the massif through narrow semi-brittle shear zones, not affected by doming.
- Lithological contacts were site of preferred localization, directly for burial and D_1 structures, and indirectly for exhumation and D_2 structures, through a structural control of primarily deformation zone born during D_1. The deformation style and the tectonic coupling between continental and oceanic material seem to have been mostly controlled by external parameters, notably depth (i.e. *P-T* conditions) in the wedge. However, the strain intensity map shows that the amount of deformation depends at least in part on the protolith nature that can, through an interaction with P-T-fluids conditions, have a strong impact on the deformation style and the rheology of continental material.

Acknowledgments

The early stages of this work were conducted together with Christophe Brunet in the framework of his PhD. Christophe sadly passed away while he was canoeing a river in the Alps. This paper is dedicated to him.

Giancarlo Molli, Emilien Oliot and Federico Rossetti are thanked for their constructive comments and suggestions that improved the manuscript. This work has received funding from the European Research Council (ERC) under the seventh Framework Programme of the European Union (ERC Advanced Grant, grant agreement No 290864, RHEOLITH), from the Institut Universitaire de France and from the Labex VOLTAIRE.

References

Agard, P., Vitale Brovarone, A., 2013. Thermal regime of continental subduction: the record from exhumed HP-LT terranes (New Caledonia, Oman, Corsica). Tectonophysics 601, 206–215.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., 1981. K-Ar age determination on some Tethyan ophiolites. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 37, 869–880.

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: implications for crustal rheology. Tectonophysics 560–561, 62–83.

Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. Tectonics 33, 84–111.

Bézert, P., Caby, R., 1988. Sur l'âge post-bartonien des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline (Nord de Corte). Bull. Soc. Geol. Fr. 4, 965–971.

Bonnal, M., Parsy, A., Priou-Lacazedieu, A., Durand-Delga, M., 1973. Sur la structure de la Balagne sédimentaire (Corse). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 276, 1949–1952.

Borradaile, G.J., Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). J. Struct. Geol. 32, 1519–1551.

Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L., Cadet, J.P., 2000. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from Ar-40/Ar-39 ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. Tectonophysics 321, 127–155.

Caron, J.M., 1994. Metamorphism and deformation in Alpine Corsica. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 74, 105–114.

Caron, J.M., Péquignot, G., 1986. The transition between blue-schist and lawsonite bearing eclogites on the example of corsican metabasalt. Lithos 19, 205–218.

Caron, J.M., Kienast, J.R., Triboulet, C., 1981. High-pressure-low-temperature metamorphism and polyphase alpine deformation at Sant'Andrea di Cotone (eastern Corsica, France). Tectonophysics 78, 419–451.

Cavazza, W., DeCelles, P.G., Fellin, M.G., Paganellin, L., 2007. The Miocene Saint-Florent Basin in northern Corsica: stratigraphy, sedimentology, and tectonic implications. Basin Res. 19, 507–527.

Charles, N., Gumiaux, C., Augier, R., Chen, Y., Zhu, R., Lin, W., 2011. Metamorphic core complexes vs. synkinematic plutons in continental extension setting: insights from key structures (Shandong Province, eastern China). J. Asian Earth Sci. 40, 261–278.

Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J., Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling. Earth Planet. Sci. Lett. 132, 225–232.

Cohen, C.R., Schweickert, R.A., Odom, A.L., 1981. Age of emplacement of the schistes Lustrés nappe, Alpine Corsica. Tectonophysics 73, 267–283.

Daniel, J.M., Jolivet, L., Goffé, B., Poinssot, C., 1996. Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. J. Struct. Geol. 18, 41–59.

De Wever, P., Danelian, T., Durand-Delga, M., Cordey, F., Kito, N., 1987. Datations des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des radiolaires. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 305, 893–900.

Di Rosa, M., De Giorgi, A., Marroni, M., Vidal, O., 2016. Syn-convergence exhumation of continental crust: evidence from structural and metamorphic analysis of the Monte Cecu area, Alpine Corsica (Northern Corsica, France). Geol. J.

Di Vincenzo, G., Grande, A., Prosser, G., Cavazza, W., DeCelles, P.G., 2016. 40Ar–39Ar laser dating of ductile shear zones from central Corsica (France): evidence of Alpine (middle to late Eocene) syn-burial shearing in Variscan granitoids. Lithos 262, 369–383.

Doglioni, C., 1991. A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. Terra Nova 3, 423–434.

Durand-Delga, M., 1984. Principaux traits de la Corse Alpine et corrélations avec les Alpes Ligures. Mem. Soc. Geol. Ital. 28, 285–329.

Egal, E., Caron, J.M., 1989. Structures de l'Eocène autochtone en Corse. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 309, 1431–1436.

Faccenna, C., Speranza, F., D'Ajello Caracciolo, F., Mattei, M., Giacomo, O., 2002. Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc–back-arc transitional regime. Tectonophysics 356, 213–232.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23, TC1012.

Faure, M., Malavieille, J., 1980. Les plis en fourreau du substratum de la Nappe des Schistes Lustrés de Corse. Signification cinématique. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris. vol. 290 pp. 1349–1352.

Faure, M., Malavieille, J., 1981. Etude structurale d'un cisaillement ductile: le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. Bull. Soc. Geol. Fr. 23, 335–345.

Fellin, M.G., Vance, J.A., Garver, J.I., Zattin, M., 2006. The thermal evolution of Corsica as recorded by zircon fission-tracks. Tectonophysics 421, 299–317.

Ferrandini, M., Ferrandini, J., Loÿe-Pilot, M.-D., Butterlin, J., Cravatte, J., Janin, M.-C., 1998. Le Miocène du bassin de Saint-Florent (Corse): Modalités de la transgression du Burdigalien supérieur et mise en évidence du Serravallien. Geobios 31, 125–137.

Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A., Janin, M.-C., 2003. Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse: implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. Bull. Soc. Geol. Fr. 174, 357–371.

Fournier, M., Jolivet, L., Goffé, B., Dubois, R., 1991. Alpine Corsica Metamorphic Core Complex. Tectonics 10, 1173–1186.

Garfagnoli, F., Menna, F., Pandeli, E., Principi, G., 2009. Alpine metamorphic and tectonic evolution of the Inzecca-Ghisoni area (southern Alpine Corsica, France). Geol. J. 44, 191–210.

Gibbons, W., Horak, J., 1984. Alpine metamorphim of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies schistes-lustrés nappe of NE Corsica. J. Metamorph. Geol. 2, 95–113.

Goncalves, P., Oliot, E., Marquer, D., Connolly, J.A.D., 2012. Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps). J. Metamorph. Geol. 30.

Goncalves, P., Poilvet, J.-C., Oliot, E., Trap, P., Marquer, D., 2016. How does shear zone nucleate? An example from the Suretta nappe (Swiss Eastern Alps). J. Struct. Geol. 86, 166–180.
Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, 259–269.
Gueydan, F., Leroy, Y.M., Jolivet, L., Agard, P., 2003. Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening. J. Geophys. Res. 108, 2064.
Huet, B., Labrousse, L., Jolivet, L., 2009. Thrust or detachment? Exhumation processes in the Aegean: insight from a field study on Ios (Cyclades, Greece). Tectonics 28, TC3007.
Ingles, J., Lamouroux, C., Soula, J.-C., Guerrero, N., Debat, P., 1999. Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Néouvielle massif, Pyrenees, France. J. Struct. Geol. 21, 555–576.
Jakni, B., Poupeau, G., Sosson, M., Rossi, P., Ferrandini, J., Guennoc, P., 2000. Dénudations cénozoïques en Corse: une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris. vol. 331 pp. 775–782.
Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffé, B., Michard, A., Jourdan, C., 1990. Ductile extension in alpine Corsica. Geology 18, 1007–1010.
Jolivet, L., Daniel, J.M., Fournier, M., 1991. Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 278–291.
Jolivet, L., et al., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. J. Geophys. Res. 103, 12123–12160.
Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. Bull. Soc. Geol. Fr. 179, 525–550.
Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J., Leroy, S., 2015. Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: the Gulf of Lion margin. Tectonics 34, 662–679.
Jourdan, C., 1988. Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale): étude structurale, interprétation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques. (Thèse de Doctorat). Université de Paris-Sud, Orsay.
Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. Tectonics 24, TC1003.
Lahondère, D., 1988. Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les métabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). Bull. Soc. Geol. Fr. 4, 579–585.
Lahondère, D., Guerrot, C., 1997. Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine: un argument pour l'existence au Crétacé supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde. Géol. Fr. 3, 3–11.
Launeau, P., Robin, P.-Y.F., 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses—implementation and applications. J. Struct. Geol. 27, 2223–2233.
Laurent, V., Beaudoin, A., Jolivet, L., Arbaret, L., Augier, R., Rabillard, A., Menant, A., 2015. Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions: the example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece). Tectonophysics 651–652, 152–171.
Leloup, P.H., Arnaud, N., Sobel, E.R., Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: the Mont Blanc. Tectonics 24, TC4002.
Maffione, M., Speranza, F., Faccenna, C., Cascella, A., Vignaroli, G., Sagnotti, L., 2008. A synchronous Alpine and Corsica-Sardinia rotation. J. Geophys. Res. 113, B03104.
Maggi, M., Rossetti, F., Corfu, F., Theye, T., Andersen, T.B., Faccenna, C., 2012. Clinopyroxene-rutile phyllonites from the East Tenda Shear Zone (Alpine Corsica, France): pressure-temperature-time constraints to the Alpine reworking of Variscan Corsica. J. Geol. Soc. 169, 723–732.
Maggi, M., Rossetti, F., Ranalli, G., Theye, T., 2014. Feedback between fluid infiltration and rheology along a regional ductile-to-brittle shear zone: the East Tenda Shear Zone (Alpine Corsica). Tectonics 33, 253–280.
Malasoma, A., Marroni, M., 2007. HP/LT metamorphism in the Volparone Breccia (Northern Corsica, France): evidence for involvement of the Europe/Corsica continental margin in the Alpine subdution zone. J. Metamorph. Geol. 25, 529–545.
Malasoma, A., Marroni, M., Musumeci, G., Pandolfi, L., 2006. High-pressure mineral assemblage in granitic rocks from continental units, Alpine Corsica, France. Geol. J. 41, 49–59.
Malavieille, J., Chemenda, A., Larroque, C., 1998. Evolutionary model for Alpine Corsica: mechanism for ophiolite emplacement and exhumation of high-pressure rocks. Terra Nova 10, 317–322.
Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics 5, 227–245.
Malusà, M.G., et al., 2015. Contrasting styles of (U)HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (Western Alps, Calabria, Corsica). Geochem. Geophys. Geosyst. 16, 1786–7824.
Maluski, H., 1977. Application de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par les événements thermiques et tectoniques en Corse. Bull. Soc. Geol. Fr. 19, 849–855.
Mancktelow, N.S., Pennacchioni, G., 2005. The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones. J. Struct. Geol. 27, 645–661.
Martin, L.A.J., Rubatto, D., Brovarone, A.V., Hermann, J., 2011. Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. Lithos 125, 620–640.
Mattauer, M., Faure, M., Malavieille, J., 1981. Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. J. Struct. Geol. 3, 401–409.
Meresse, F., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Ildefonse, B., 2012. A fossil ocean–continent transition of the Mesozoic Tethys preserved in the Schistes Lustrés nappe of northern Corsica. Tectonophysics 579, 4–16.
Molli, G., 2008. Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview. In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (Eds.), Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. Geological Society, London, Special Publications Vol. 298, pp. 413–442.
Molli, G., Malavieille, J., 2011. Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. Int. J. Earth Sci. 100, 1207–1224.
Molli, G., Tribuzio, R., 2004. Shear zones and metamorphic signature of subducted continental crust as tracers of the evolution of the Corsica/Northern Apennine orogenic system. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 224, 321–335.
Molli, G., Tribuzio, R., Marquer, D., 2006. Deformation and metamorphism at the eastern border of the Tenda Massif (NE Corsica): a record of subduction and exhumation of continental crust. J. Struct. Geol. 28, 1748–1766.
Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., Kargar, S., 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: the Zagros Folded Belt (Fars, Iran). Tectonics 26, TC5006.
Mouthereau, F., Watts, A.B., Burov, E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. Nat. Geosci. 6, 785–789.
Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, D., Vidal, P., Cornichet, J., Hermitte, D., Mace, J., 1981. Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic times. Earth Planet. Sci. Lett. 54, 397–408.
Oliot, E., Goncalves, P., Marquer, D., 2010. Role of plagioclase and reaction softening in a metagranite shear zone at mid-crustal conditions (Gotthard Massif, Swiss Central Alps). J. Metamorph. Geol. 28, 849–871.
Oliot, E., Goncalves, P., Schulmann, K., Marquer, D., Lexa, O., 2014. Mid-crustal shear zone formation in granitic rocks: constraints from quantitative textural and crystallographic preferred orientations analyses. Tectonophysics 612–613, 63–80.
Oudet, J., Münch, P., Borgomano, J., Quillevere, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S., Cornee, J.-J., 2010. Land and sea study of the northeastern golfe du Lion rifted margin: the Oligocene–Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). Bulletin de la Société géologique de France 181, 591–607.
Pennacchioni, G., Mancktelow, N.S., 2007. Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. J. Struct. Geol. 29, 1757–1780.
Raimbourg, H., Jolivet, L., Labrousse, L., Leroy, Y., Avigad, D., 2005. Kinematics of syneclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway: implications for exhumation mechanisms. In: Gapais, D., Brun, J.P., Cobbold, P.R. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: From Minerals to the Lithosphere. Geological Society, London, Special Publications vol. 243, pp. 175–192.
Ravna, E.J.K., Andersen, T.B., Jolivet, L., De Capitani, C., 2010. Cold subduction and the formation of lawsonite eclogite – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica. J. Metamorph. Geol. 28, 381–395.
Rehault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. Mar. Geol. 55, 447–477.
Rennie, S.F., Fagereng, A., Diener, J.F.A., 2013. Strain distribution within a km-scale, mid-crustal shear zone: the Kuckaus Mylonite Zone, Namibia. J. Struct. Geol. 56, 57–69.
Rossetti, F., Faccenna, C., Goffé, B., Monié, P., Argentieri, A., Funiciello, R., Mattei, M., 2001. Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. Tectonics 20, 112–133.
Rossetti, F., Glodny, J., Theye, T., Maggi, M., 2015. Pressure-temperature-deformation-time of the ductile Alpine shearing in Corsica: from orogenic construction to collapse. Lithos 218–219, 99–116.
Rossi, P., Durand-Delga, M., Cocherie, A., 1993. Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en Corse. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 316, 1779–1788.
Rossi, P., Lahondère, J.-C., Lluch, D., Loÿe-Pilot, M.-D. & Jacquet, M. (1994). Carte Géologique de France (1/50 000), feuille de Saint-Florent (1103). Bureau des Recherches Géologiques et Minières.
Rossi, P. et al. (2001). Carte Géologique de France (1/50 000), feuille de Santo-Pietro-Di-Tenda (1106). Bureau des Recherches Géologiques et Minières.
Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Séranne, M. (Eds.), Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications vol. 156, pp. 15–36.
Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M., 2002. Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. Tectonophysics 347, 231–251.
Sullivan, W.A., Boyd, A.S., Monz, M.E., 2013. Strain localization in homogeneous granite near the brittle–ductile transition: a case study of the Kellyland fault zone, Maine, USA. J. Struct. Geol. 56, 70–88.
Tribuzio, R., Giacomini, F., 2002. Blueschist facies metamorphism of peralkaline rhyolites from the Tenda crystalline massif (northern Corsica): evidence for involvement in the alpine subduction event? J. Metamorph. Geol. 20, 513–526.
Vitale Brovarone, A.V., Herwartz, D., 2013. Timing of HP metamorphism in the Schistes Lustres of Alpine Corsica: new Lu-Hf garnet and lawsonite ages. Lithos 172, 175–191.
Vitale Brovarone, A., Beltrando, M., Malavieille, J., Giuntoli, F., Tondella, E., Groppo, C., Beyssac, O., Compagnoni, R., 2011a. Inherited ocean-continent transition zones in deeply subducted terranes: insights from Alpine Corsica. Lithos 124, 273–290.
Vitale Brovarone, A., Groppo, C., Hetényi, G., Compagnoni, R., Malavieille, J., 2011b. Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. J. Metamorph. Geol. 29, 583–600.
Vitale Brovarone, A., Beyssac, O., Malavieille, J., Molli, G., Beltrando, M., Compagnoni, R., 2013. Stacking and metamorphism of continuous segments of subducted lithosphere in a high-pressure wedge: the example of Alpine Corsica (France). Earth Sci. Rev. 116, 35–56.
Zarki-Jakni, B., van der Beek, P., Poupeau, G., Sosson, M., Labrin, E., Rossi, P., Ferrandini, J., 2004. Cenozoic denudation of Corsica in response to Ligurian and Tyrrhenian extension: results from apatite fission track thermochronology. Tectonics 23, TC1003.

3.2. Mécanismes de déformation

3.2.1. Stratégie d'échantillonnage

Les échantillons prélevés pour l'étude sur les mécanismes de déformation (Table 1 ; Fig. 43) et les datations Ar/Ar ont été sélectionnés de manière à balayer tous les grades de déformation définis dans l'article 3, présenté dans la sous-section précédente.

Echantillon	Grade	Transferts-Mat.	EBSD	Microsonde	Datation	MEB
TE49	0			x		
TE65	0	x				
TE73	0	x		x		
TE61	0W	x		x	x	x
TE74	0W	x		x	x	
TE84	0W			x	x	x
TE38	1	x		x	x	x
TE47	1	x		x	x	x
TE60	1	x				
TE62	1			x	x	x
TE59	2				x	
TE10	3		x		x	
TE27	3	x		x		x
TE43	3	x		x	x	x
TE45	3		x			
TE46	3	x				
TE41	4				x	x
TE44	4					
TE52	4				x	
TE77	4	x		x	x	x
TE86	4	x		x	x	x
TE85	Protolithe aplitique					
TE09	Aplite déformée	x	x	x	x	x
TE17	Aplite déformée			x		
TE19	Aplite déformée			x		
TE21	Aplite déformée			x		

Table 1 : Liste des échantillons et des outils analytiques utilisés pour chaque échantillon. *Les grades sont indiqués pour les protolithes granitiques. Les échantillons listés en bas de la table sont des aplites déformées ou non, échappant à l'application de l'échelle. Les échantillons TE29 et TE30 (voir Fig.43) ne sont pas listés car ils n'ont été utilisés que pour les descriptions structurales.*

Seule la monzogranite du Mt. Asto a été prélevée dans l'idée de garder un type de protolithe constant pour les analyses, à l'exception de l'échantillon TE52, prélevé dans la rhyolithe de la zone de cisaillement de Saleccia (SSZ).

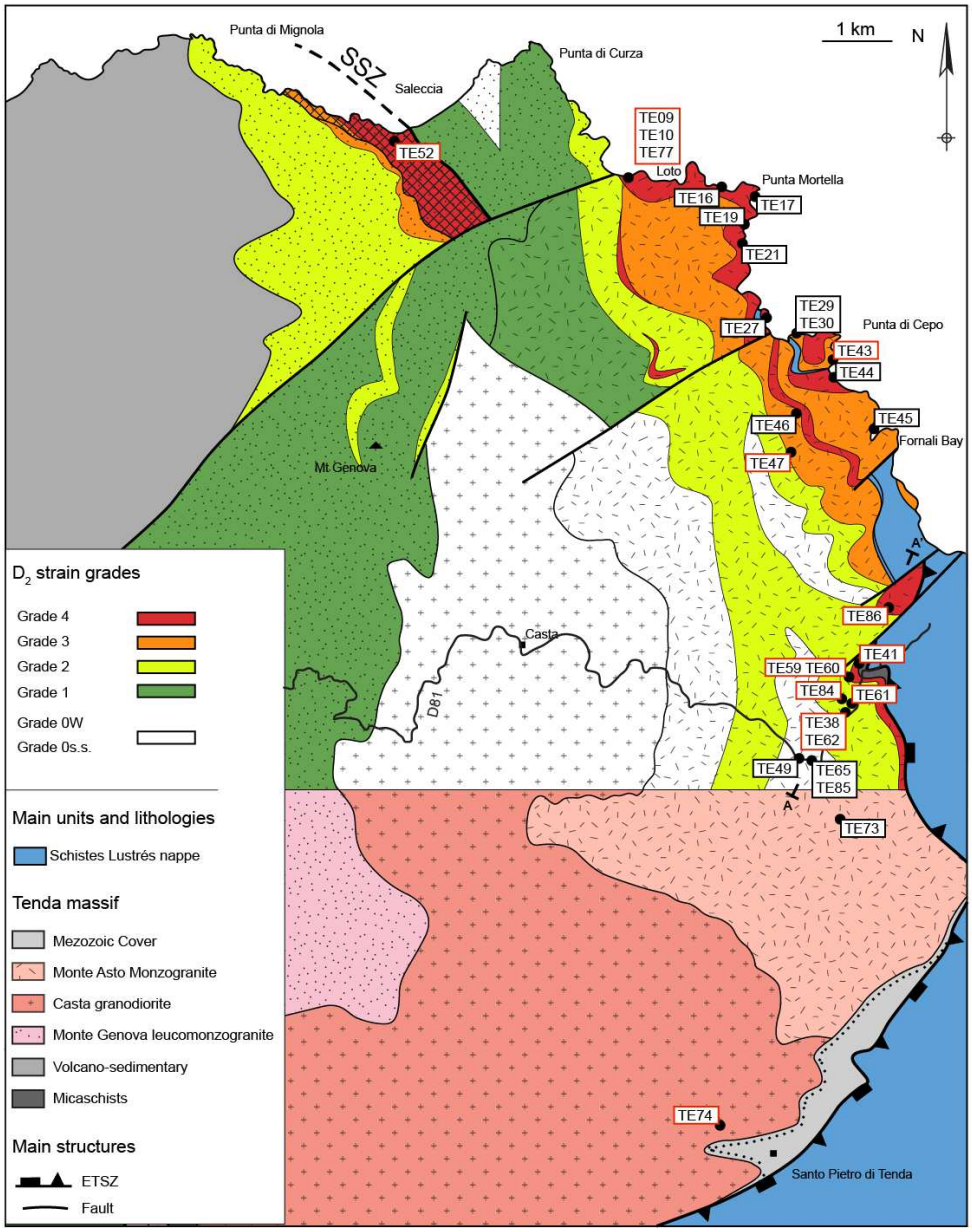


Figure 43 : Carte d'échantillonnage sur le fond de la carte de l'intensité de la déformation présenté dans l'article 3. *Les échantillons encadrés de rouge ont été sélectionnés pour les datations Ar/Ar.*

Des aplites non déformées ou fortement déformées (ultramylonites) ont également été prélevées pour suivre l'évolution de la déformation dans un autre protolithe. Les roches ont été sélectionnées afin d'éviter tout effet de l'altération superficielle tardive se surimposant aux événements

géologiques étudiés ici. Le prélèvement est par conséquent surtout cantonné aux affleurements côtiers et aux affleurements situés le long de la route principale traversant le massif du Tende (D81), rafraichie il y a quelques années (Fig. 43). Les échantillons et les outils analytiques utilisés sont listés par ordre croissant de grade de déformation dans la table 1. Les échantillons clés destinés aux datations (encadrés en rouge sur la figure 43) seront détaillés davantage dans la section datation Ar/Ar.

3.2.2 Evolution des microstructures et micro-textures dans le gradient d'intensité de la déformation, observations à l'échelle de l'échantillon

Le protolithe isotrope (grade 0s.s.) est constitué d'un assemblage magmatique principal à quartz, feldspath potassique et plagioclase, de biotite et de hornblende (Fig. 44). Le quartz est translucide à jaunâtre avec une taille de grain variant entre 2 et 5 mm. Le plagioclase présente des cristaux automorphes avec une taille de grain variant de 1-2 à 15 mm, de couleur verdâtre en raison d'une pseudomorphose avancée. Les porphyroclastes blancs de feldspath potassique (5-30 mm) représentent la phase principale de la roche. La biotite et la hornblende forment des cristaux automorphes de 1-10 mm. Ils présentent souvent une texture coronitique jaunâtre et verdâtre. Le protolithe légèrement déformé (placé également dans le grade 0s.s) possède la même minéralogie que le protolithe isotrope. Cependant, une déformation naissante est mise en évidence par l'étirement du quartz et du plagioclase. Cela conduit à une anisotropie apparente, même si la déformation reste trop faible pour distinguer une foliation ou une linéation claire (Fig. 44).

Les échantillons affectés par la déformation D_1 (grade 0W) montrent une déformation et des réactions métamorphiques plus avancées (Fig. 44). La particularité des facies déformés est la présence de phengite verte, phase néoformée n'appartenant pas à la paragenèse magmatique. La biotite, la hornblende et le plagioclase magmatique ont été complètement transformés. Peu de clastes de quartz magmatique ou de feldspath potassique restent visibles à l'œil nu, et les roches sont constituées par une alternance de niveaux blancs à feldspath et quartz et de niveaux verts à phengite finement cristallisés. Ils mettent en évidence la foliation S_1, ondulante entre les bandes de cisaillement top-SW. Les bandes de cisaillement top-SW peuvent être localisées dans les niveaux

de phengite (TE30, Fig. 44) ou les niveaux à quartz-feldspath (TE 61, Fig. 44).

Les échantillons affectés par la déformation D_2 semblent être caractérisés par une quantité de phengite plus importante (Figs. 44 et 45). Les premiers termes (grade 1) sont caractérisés par un plissement de la S_1 et la formation de la S_2 de crénulation (e.g. TE38 ; Fig. 44). Par rapport aux mylonites du grade 0W, les mylonites de grade 3 sont caractérisées par une anisotropie planaire apparente plus forte, associée à une interconnexion des niveaux de phengite et un amincissement des niveaux à quartz-feldspath (Fig. 44). Dans les échantillons présentant une teneur élevée en phengite, ces domaines à quartz et feldspath sont asymétriquement boudinés dans la matrice de phengite dans laquelle le cisaillement top-NE se localise.

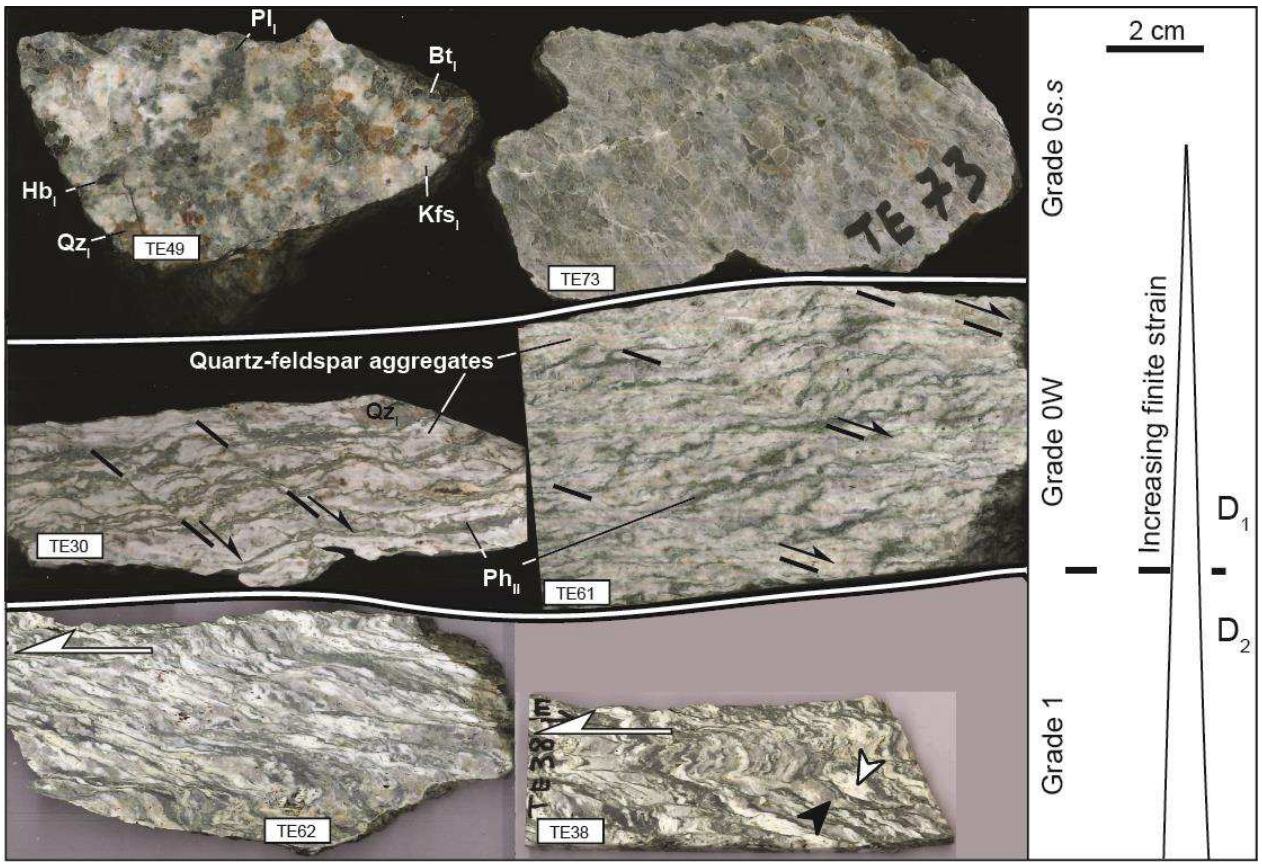


Figure 44 : Photographies de tranches (plan XZ) des échantillons montrant l'évolution des structures/textures dans les différents grades (0 à 1). *Le grade 0s.s est caractérisé par une isotropie et la présence de l'assemblage magmatique du protolithe (TE49). Il peut être également légèrement déformé mais garde son assemblage magmatique (TE73). Le grade 0W est caractérisé par une alternance de niveaux à phengite et de niveaux à quartz et feldspath finement cristallisés définissant la S_1. Les bandes de cisaillement top-SW peuvent être localisées dans les deux types de niveaux. Le grade 1 est caractérisé par un plissement de la S_1 et de la formation de la S_2 de crénulation. A noter que l'on peut différencier à ce stade des niveaux plutôt quartzeux (flèche noire) ou plutôt feldspathiques (flèche blanche) (TE38). Les flèches blanches horizontales indiquent le sud-ouest.*

Ces boudins montrent parfois des bandes claires à grain fin sur leurs extrémités, qui accommodent

également le mouvement cisaillant (TE 10, Fig. 45). Le quartz magmatique existe toujours à travers de rares clastes. Les mylonites du grade 4 et les aplites ultramylonitiques présentent l'anisotropie planaire apparente la plus forte (Fig. 45). Il ne reste plus de claste de quartz visible à l'œil nu. Les niveaux à feldspaths et quartz ne sont plus présents sous forme de boudins mais sous forme de niveaux ultra-amincis. Les aplites ultramylonitiques sont caractérisées par une faible proportion de phengite (e.g. TE09 ; Fig. 45).

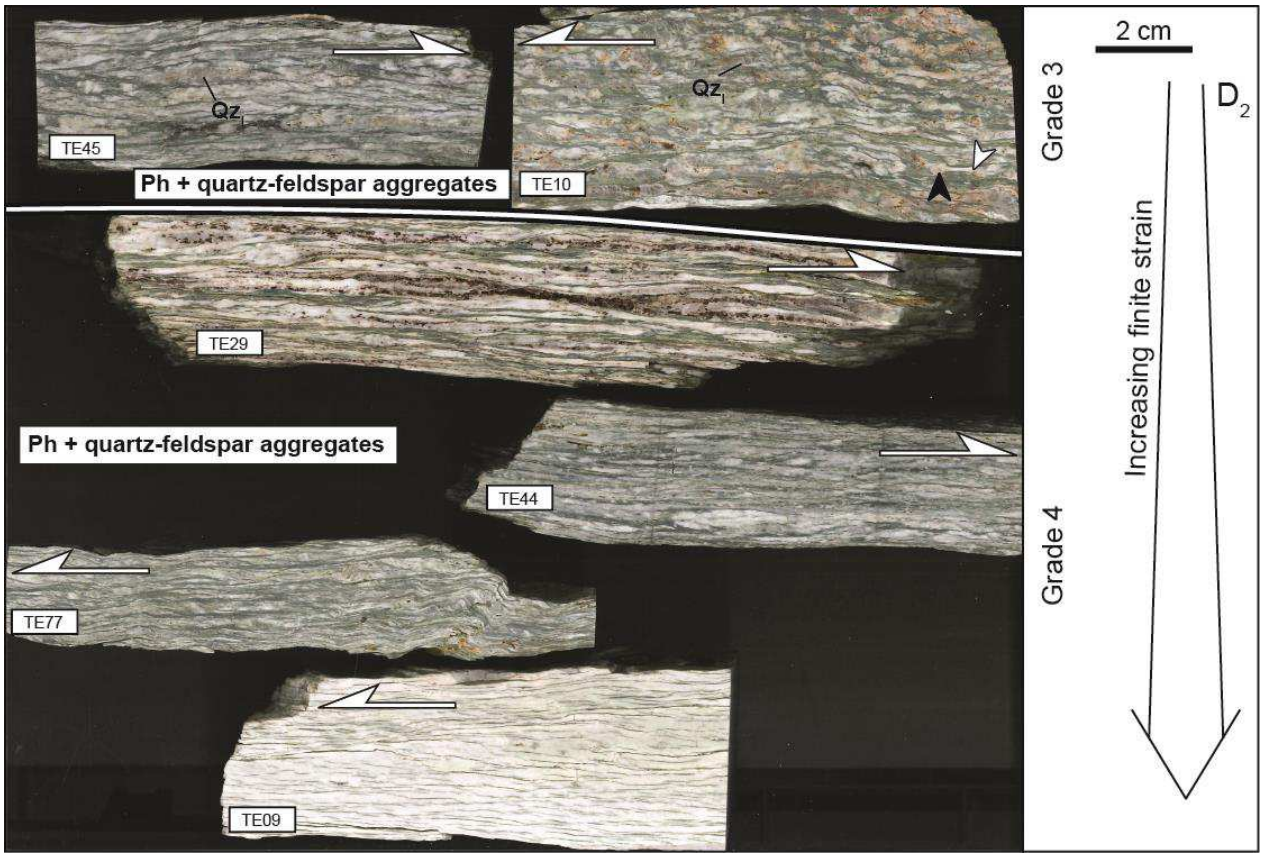


Figure 45 : Photographies de tranches (plan XZ) des échantillons montrant l'évolution des structures/textures dans les différents grades (3 et 4). *Le grade 3 est caractérisé par une anisotropie planaire forte associée à l'amincissement des niveaux à quartz et feldspaths et l'interconnexion des niveaux à phengite. Lorsque la quantité de phengite est relativement importante (TE10), les niveaux à quartz et feldspaths (flèche noire) ne sont pas continus ni amincis mais boudinés dans une matrice phengitique accommodant le mouvement le long de bandes de cisaillement. La flèche blanche indique une trainée finement cristallisée à l'extrémité d'un boudin, qui peut également accommoder le mouvement le long de ces bandes. Le grade 4 est marqué par un amincissement encore plus fort des niveaux à quartz et feldspath. L'échantillon TE09 est une aplite ultramylonitique pauvre en phengite. Les flèches horizontales blanches indiquent le nord-est.*

3.2.3 Evolution des microstructures et micro-textures dans le gradient de la déformation ; Observations à l'échelle de la lame mince

Dans le protolithe isotrope (grade 0s.s.), le plagioclase magmatique est complètement altéré en fins cristaux de phengite, épidote et albite (Fig. 46a). Les porphyroclastes de feldspath potassique montrent les macles polysynthétiques du microcline, et présentent des perthites albitiques (Fig. 46a). Quelle que soit la nature des feldspaths, ils sont souvent associés à de l'albite métamorphique, présente en couronne autour du plagioclase ou en fractures dans le feldspath potassique (Fig. 46a). La biotite est caractérisée par un niveau d'altération variable. Dans certains cas, elle est complètement remplacée par de la phengite. La hornblende reste d'apparence relativement fraiche. Les phases ferromagnésiennes magmatiques présentent des couronnes de réaction lorsqu'elles sont en contact avec le feldspath potassique (Fig. 46a). Ces couronnes sont principalement constituées par de la phengite en grains fins qui peuvent remplir les fractures dans le feldspath potassique (Fig. 46a). Les phases accessoires sont représentées par le sphène et l'épidote dans les textures coronitiques. Les autres phases accessoires, présentes également dans les facies déformés, sont l'apatite, la monazite, le zircon, des oxydes de Fe-Ti, et très rarement la chlorite. La déformation ductile dans le quartz est attestée par une extinction ondulante. Le protolithe aplitique est riche en feldspath potassique et en quartz qui forment un mélange assez efficace avec une taille de grain entre 100 et 1000 microns (Fig. 46b). De rares petits cristaux de phengite sont également présents.

Dans le protolithe légèrement déformé, la déformation est mise en évidence par l'étirement du plagioclase et du quartz et une micro-fracturation plus avancée du feldspath potassique (Fig. 46c). L'étirement affecte également la biotite et la hornblende, dont les cristaux sont désagrégés, renforçant leur déstabilisation métamorphique. Le quartz montre une recristallisation dynamique naissante avec des structures de « bulging » entre les grains magmatiques, des structures en lamelles et des fractures dans lesquelles recristallisent de petits grains de quartz (Fig. 46d).

Dans les échantillons déformés pendant D_1 (Grade 0W), l'avancement des réactions métamorphiques et la réduction de la taille des grains sont évidents. La biotite, la hornblende, et le plagioclase magmatique ont été complètement transformés. Le quartz est complètement recristallisé en grains de 50-200 microns et peut former des agrégats plus ou moins bien mélangés

avec l'albite métamorphique.

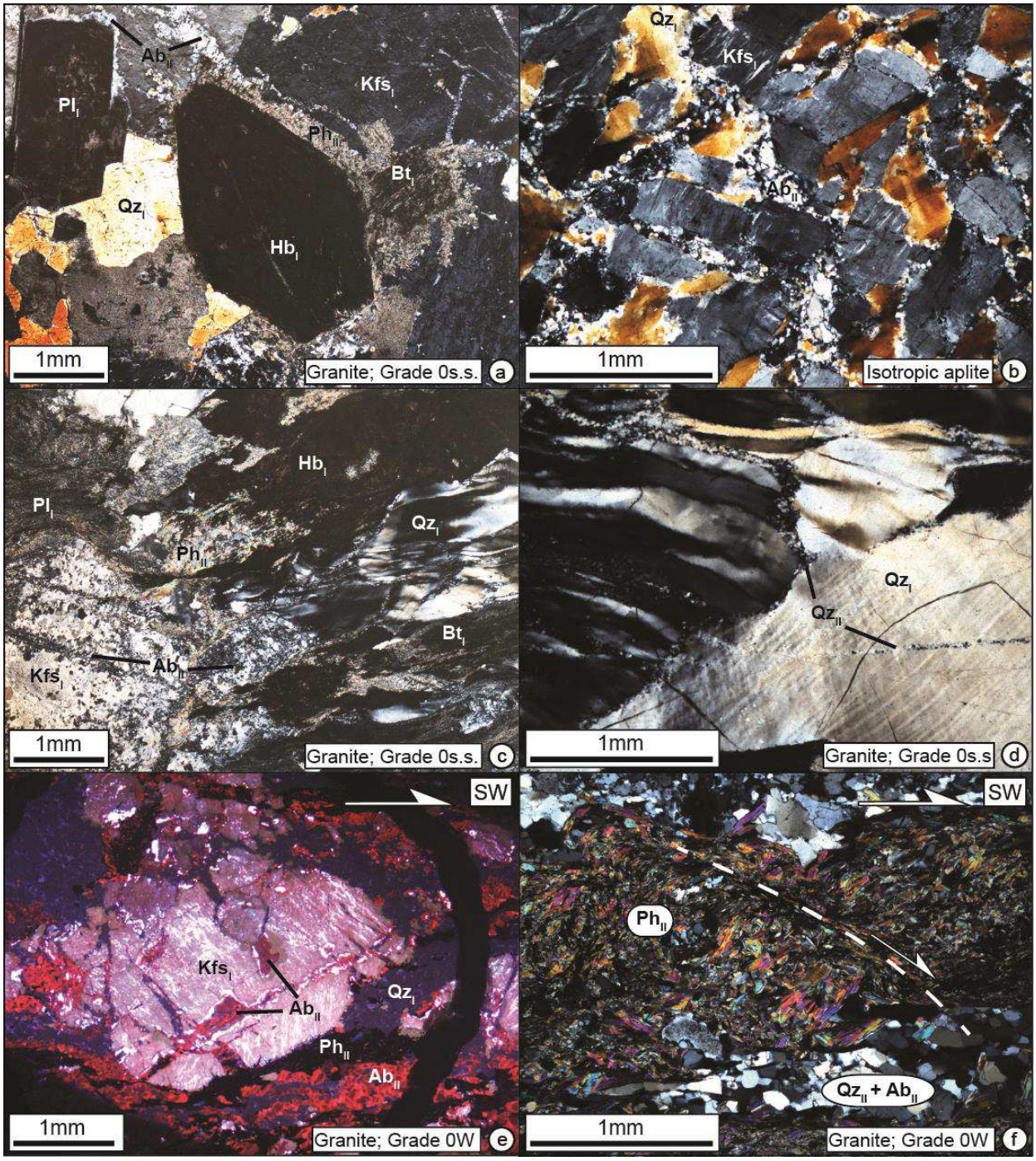


Figure 46 : Evolution des microstructures et textures le long du gradient (grades 0 et 0W). *Observations en LPA ou en cathodoluminescence (inserts e). a) Assemblage magmatique du protolithe (grade 0s.s). A noter les couronnes métamorphiques à phengite autour des phases ferromagnésiennes et à albite autour du plagioclase. b) Protolithe aplitique. c) Déformation naissante dans le protolithe granitique. d) Recristallisation dynamique du quartz avec structures en lamelles, fractures et « bulging ». e) Feldspath potassique dans une matrice à quartz-albite dans un échantillon du grade 0W. f) Bandes de cisaillement dans les agrégats phengitique (grade 0W).*

Ils constituent une matrice dans laquelle restent de nombreux clastes de feldspath potassique magmatique d'une taille moyenne de 1-2 mm (Fig. 46e). Ces agrégats forment les niveaux blancs à quartz et feldspath présentés dans la sous-section précédente. L'observation en cathodoluminescence (voir annexe 2 sur les protocoles analytiques) permet de mettre en évidence une zonation de croissance dans les albites. Les niveaux verts sont des agrégats monocristallins à phengite le plus souvent, dont la taille de grain est faible mais très variable, entre 10 et 200 microns (Fig. 46f). Il est à noter que l'échantillon TE74 contient jusqu'à 5% de calcite.

Les principales différences entre les mylonites formées pendant D_1 (grade 0W) et celles formées pendant D_2 (grades 3 et 4) sont plus évidentes à l'échelle de la section de roche (voir la sous-section précédente). À l'échelle microscopique, la principale différence est que le feldspath potassique est presque complètement absent.

Les échantillons du grade 1 montrent une ségrégation très nette entre les agrégats de phengite et les agrégats à albite et quartz (Fig. 47a). Ces derniers comportent des zones à quartz seul, entièrement recristallisés par un mécanisme de rotation des sous-grains, formant des cristaux d'une taille inférieure à 100 microns, et de zones finement cristallisées (10-20 microns) à quartz et albite. Ces trois types de niveaux (phengite, quartz seul et quartz et albite), formant la S_1, sont plissés ensemble, de manière associée au développement d'un clivage de crénulation S_2 recoupant ces niveaux, bien visible dans les niveaux à phengite (Fig. 47a).

La répartition du quartz et de l'albite dans les agrégats des mylonites du grade 3 est moins groupée que pour les mylonites du grade 0W. Ces agrégats peuvent encore être séparés en zones à quartz seul, recristallisées par un mécanisme de rotation des sous-grains, dont la taille peut atteindre 1 mm (Fig. 47b) et en zones à quartz et albite dont les cristaux des deux phases sont bien mélangés et inférieurs à 100 microns (Fig. 47c et 47d). Les trainées aux extrémités des boudins quartzo-feldspathiques, le long des bandes de cisaillement (échantillon TE10 ; flèche blanche sur la figure 45) sont typiquement constituées de ces mélanges. Ces différentes zones (quartz vs quartz + albite) peuvent être organisées en niveaux dans la foliation, alternant avec les niveaux à phengite seule, mais peuvent également passer de l'un à l'autre latéralement le long de cette foliation.

Les mylonites de grade 4 et l'ultramylonite aplitique sont constituées d'alternances plus fines encore de niveaux à albite et quartz et de niveaux à phengite (Fig. 47e et 47f). Les zones à quartz + albite à grain fin montrent un mélange apparent plus important et les zones à quartz seul deviennent rares. Il en résulte une réduction plus importante de la taille de grain globale apparente.

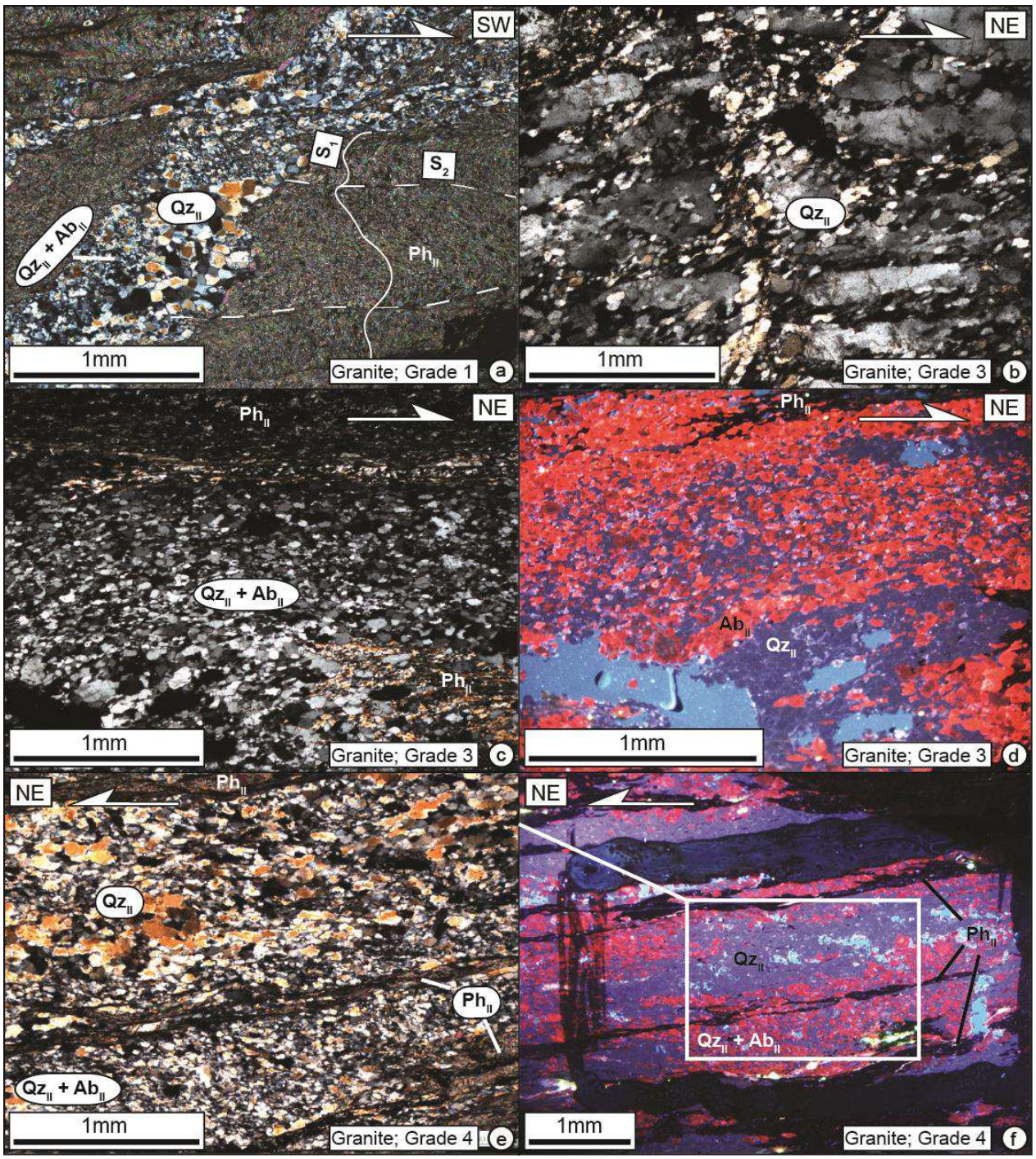


Figure 47 : Evolution des microstructures et textures le long du gradient (grades 1 à 4). *a) Alternance (S_1) des agrégats à phengite seule et à albite et quartz, plissée à la faveur de la naissance d'un clivage de crénulation S_2 dans un échantillon du grade 1. A noter la différentiation de zones à quartz seul et de zones à quartz et albite dans les agrégats à quartz et albite, ces derniers étant caractérisés par des grains plus fins. b) Recristallisation dynamique du quartz par rotation des sous-grains dans un échantillon du grade 3. c et d) Zone à quartz et albite finement cristallisée dans le même échantillon (grade 3). e et f) Alternance d'agrégats à phengite seule et à quartz et albite (grade 4).*

Un constat intéressant est qu'un mélange de phengite et d'albite ou de phengite et de quartz n'a jamais été retrouvé à part pour une lithologie très particulière dans le Tende (uniquement retrouvée à un endroit de l'ETSZ ; N42,707172° E9,254442°) dont l'assemblage métamorphique principal est à quartz et phengite (sans albite). Dans ce cas, le quartz et la phengite forment un mélange efficace (Fig. 48a). La ségrégation de la phengite est donc uniquement observée entre les mélanges à quartz et albite. Des zonations chimiques observées au microscope à cathodoluminescence montrent que l'albite subie des phases de croissance pendant la déformation. Les bandes de croissance sont plus épaisses dans la direction de X que dans la direction de Z et plus épaisses pour les quelques cœurs présents dans les agrégats à phengite, relativement à ceux présents en mélange avec le quartz (Fig. 48b).

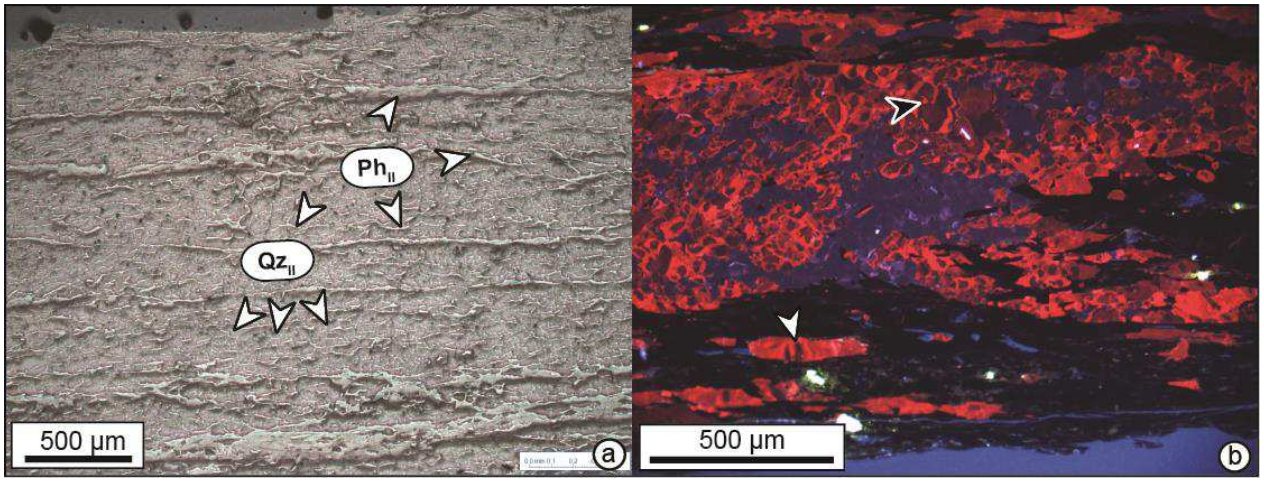


Figure 48 : Différents types d'agrégats à plusieurs minéraux. *a) Mélange de la phengite avec le quartz dans une lithologie uniquement caractérisée par un assemblage à quartz et phengite (sans albite). b) Photographie en cathodoluminescence montrant une zonation de croissance de l'albite (en rouge) dans l'agrégat à quartz (en violet) et albite. A noter la croissance plus efficace selon l'axe de déformation X que selon l'axe Z (flèche noire) ainsi que l'étirement plus fort enregistré pour les grains d'albite présents dans la phengite (en noir, flèche blanche).*

3.2.4 Evolution des microstructures dans le gradient d'intensité de la déformation ; Echelle des agrégats

Comme décrit dans la sous-section précédente, les minéraux subissent une ségrégation lors de la déformation, menant à une alternance entre des niveaux représentés par des agrégats à phengite seule et des niveaux représentés par des agrégats à quartz et albite. Cette sous-section

traite des structures, des orientations cristallines et des tailles de grains de ces deux types d'agrégats, à partir d'images MEB dans les plans XZ et XY concernant les agrégats à phengite, et à partir d'une étude par diffraction d'électrons rétrodiffusés (EBSD) concernant les agrégats à quartz et albite (voir annexe 2 concernant les protocoles analytiques).

3.2.4.1 Agrégats à phengite

Dans les échantillons déformés, la phengite s'organise le plus souvent en agrégats monocristallins plutôt qu'en mélange avec le quartz et l'albite. Ces deux dernières phases, ainsi que les minéraux secondaires (épidote, zircon, apatite et oxyde de Fe-Ti) peuvent s'incorporer dans ces agrégats mais ils n'en représentent jamais plus que ~5%. Le degré d'organisation des niveaux de phengite et niveaux à quartz et albite, à quantité de phengite égale, semble augmenter avec l'intensité de la déformation (Fig. 45). En effet, pour les échantillons les moins déformés, comme ceux du grade 0W, le contact entre les agrégats à phengite et les autres minéraux n'est pas forcement subparallèle à la foliation ou à la direction de cisaillement. Dans ce cas, ce contact est très irrégulier et suit le contour des cristaux de phengite automorphes, se mêlant quelque peu aux cristaux de quartz et d'albite adjacents (Fig. 49a). Ces contacts, lorsqu'ils sont parallèles à la foliation ou au cisaillement, sont au contraire francs et nets (Fig. 49b). Ici, les cristaux de phengite sont orientés parallèlement au contact et forment des bandes de cisaillement sur lesquelles viennent se connecter les phengites de la S_1, suggérant l'importance du plan basal (001) dans les plans de glissement préférentiels (Fig. 49b). L'ensemble des cristaux, dans le plan XZ, montre des sections longitudinales avec plans de clivage parallèles à la foliation ou au cisaillement et très peu de sections basales. Cette forte orientation cristallographique préférentielle indique que les cristaux sont couchés dans les structures déformées, et met également en lumière l'importance des glissements selon le plan (001) qui contrôlent l'organisation des cristaux dans les agrégats de phengite.

Les processus liés à la formation des différentes structures déformées s'enregistrent très bien dans les agrégats à phengite. La schistosité de crénulation S_2 y est très bien exprimée. Elle est associée à la recristallisation de la phengite, formant de plus petits cristaux s'orientant préférentiellement dans cette schistosité (Fig. 49c). Il en est de même pour les bandes de cisaillement. Elles peuvent être exprimées de façon ultra discrète, avec une réorientation seule des cristaux à l'approche des bandes, formant des sigmoïdes (Fig. 49d). A l'inverse, les bandes de

cisaillement forment parfois des zones épaisses (Fig. 49e ; jusqu'à 50 microns) dans lesquelles la phengite recristallise en plus petits grains couchés dans les bandes (Fig. 49f). Ces bandes sont responsables d'une fracturation sécante au plan basal (001) des cristaux orientés perpendiculairement au cisaillement (Fig. 49f).

Des lames minces ont également été réalisées dans le plan XY de la déformation, pour étudier la taille des grains en fonction des grades de déformation, en utilisant des sections basales des cristaux dans les agrégats de phengite. Le fait que les structures soient ondulantes dans les échantillons n'a pas permis d'observer un grand nombre de sections basales (Fig. 50). Les sections sont en grande partie longitudinales, orientées généralement selon l'axe Y, de manière compatible avec l'aplatissement des agrégats et l'orientation des cristaux dans les structures déformées (Fig. 50a). La contrainte de la taille de grain est donc uniquement approchée. Il n'a pas été retrouvée à ce titre une corrélation entre la taille de grain apparente et l'intensité de la déformation globale de l'échantillon. La taille de grain est d'ailleurs très variable au sein d'un même échantillon (comparaisons sur les Fig. 50b et 50c). Un des échantillons les plus déformés, l'aplite ultramylonitique TE09, montre des textures intéressantes dans le plan XY, avec des agrégats de phengite plongeant sous des agrégats à quartz et albite. La différence de résistance à l'abrasion entre les deux types d'agrégats a entrainé une érosion des phengites dont les sections basales ont été protégées du polissage par le quartz et l'albite (Fig. 50d). Les sections basales montrent une taille de grain atteignant plus de 100 microns, comparable, voir plus élevée, à celle retrouvée dans des échantillons moins déformés (exemple du grade 0W, Fig. 50a). De manière générale, les sections basales sont circulaires ou ellipsoïdales, faisant que la longueur de la section longitudinale est proche du diamètre de la section basale (rapport de 1 à 2 maximum). Au total, la distribution des tailles de grain pour tous les échantillons semble comprise entre 10 et 200 µm, la moyenne semblant dépendre des échantillons.

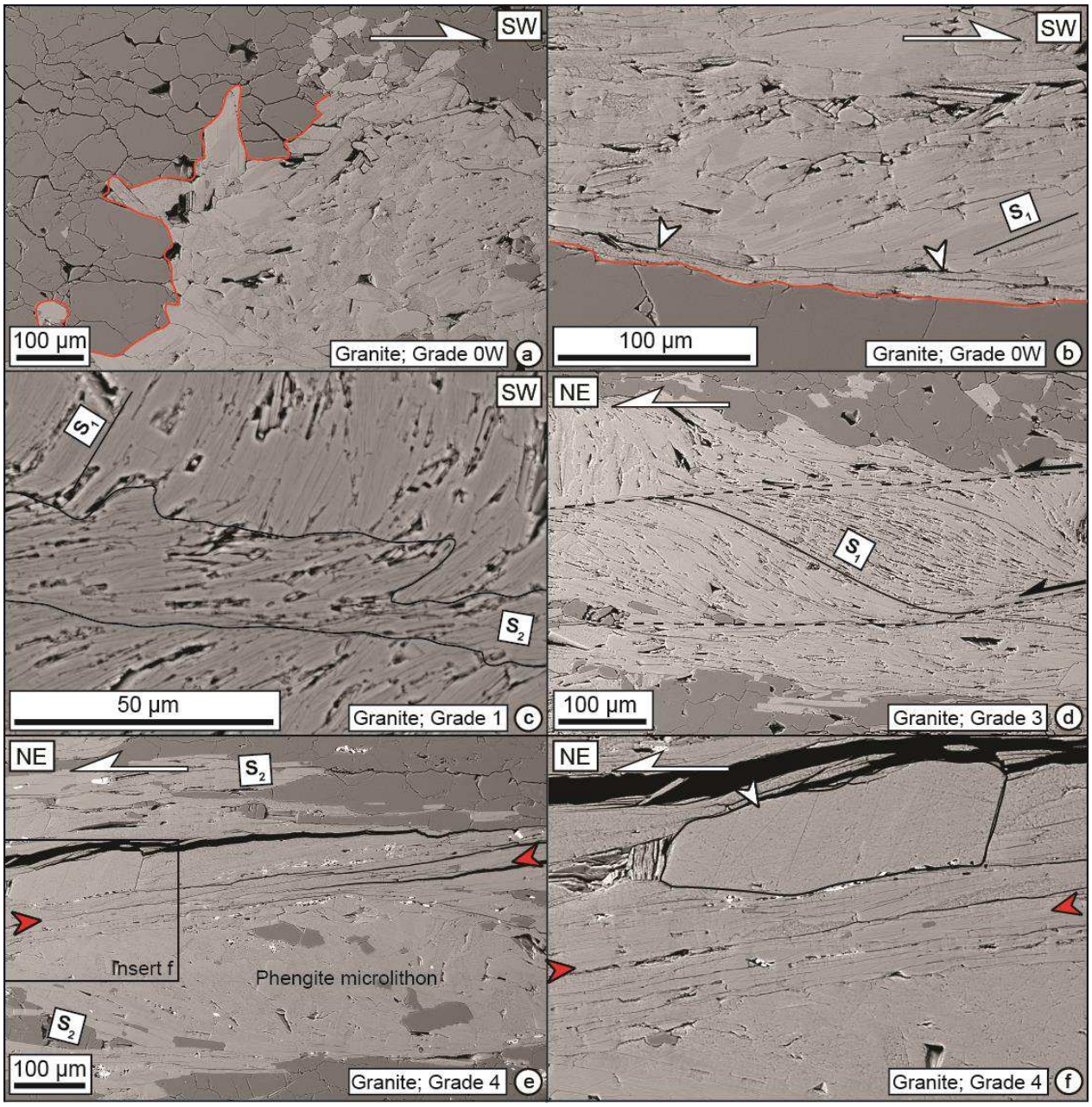


Figure 49 : Observation des agrégats de phengite dans le plan XZ de la déformation (images BSE). *a) Contact irrégulier, perpendiculaire au cisaillement, des agrégats de phengite avec le quartz et l'albite (contact en rouge) dans un échantillon peu déformé. b) Ce contact est franc et net quand il est parallèle au cisaillement. Les flèches indiquent le contact entre les phengite couchées dans la bande de cisaillement (plan (001)) et celles parallèles à la S_1. c) Recristallisation des phengites dans la crénulation S_2. d) Bandes de cisaillement se localisant dans les agrégats de phengite. e) Niveau concentrant la déformation (flèches rouges) dans un agrégat de phengite. f) Détail montrant la recristallisation de la phengite dans ce niveau. A noter la fracturation sécante au plan basal (001) dans les micas orientés perpendiculairement à la direction de cisaillement (flèche blanche).*

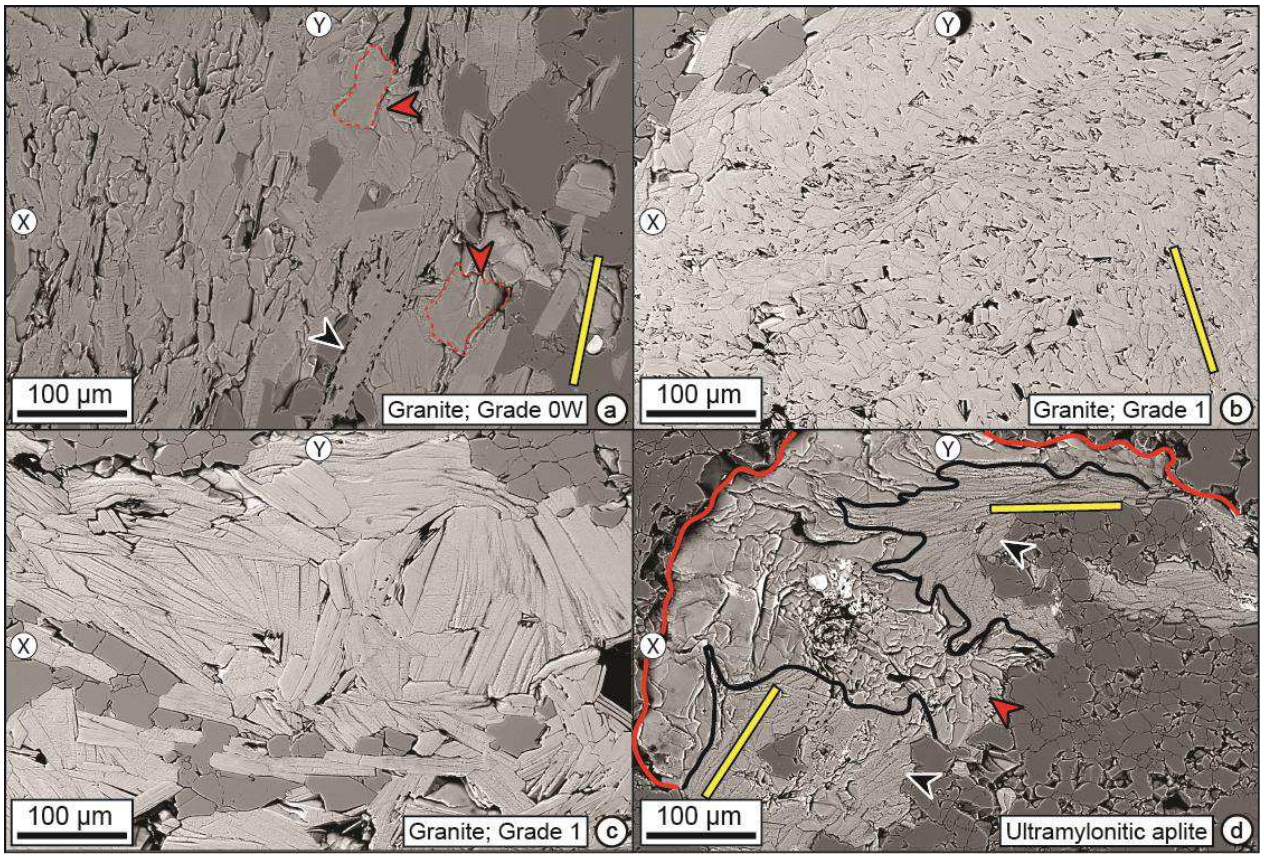


Figure 50 : Observation des agrégats de phengite dans le plan XY de la déformation (images BSE). *Les barres jaunes montrent l'orientation moyenne apparente des sections longitudinales des cristaux de phengite. a) Sections basales (flèches rouges) et longitudinales (flèche noire), ces dernières étant parallèle à l'axe Y de la déformation. b) Orientation subparallèle à l'axe Y de sections longitudinales. A noter la différence de taille de grain apparente entre b) et c) (même échantillon). d) Agrégat de phengite plongeant sous un agrégat de quartz et albite (contact : ligne rouge) dans l'aplite ultramylonitique TE09. Les sections basales (flèche rouge) sont protégées proche du contact. Elles montrent une taille de grain atteignant plus de 100 microns, comparable à celle que l'on peut trouver dans des échantillons moins déformés ((a) par exemple). Les flèches noires indiquent des zones à sections longitudinales, dont l'orientation dépend de l'orientation du plongement de l'agrégat à phengite sous le quartz et l'albite.*

3.2.4.2 Agrégats à quartz et albite

Comme il a été montré précédemment, les agrégats à quartz et albite forment deux types de zones. Les premières sont représentées par du quartz seul, les secondes par un mélange quartz et albite dont les cristaux sont plus ou moins bien mélangés. Pour étudier les orientations des axes cristallographiques du quartz, ainsi que sa taille de grain, et ce en fonction des deux types de zones, une étude par diffraction d'électrons rétrodiffusés (EBSD) a été entreprise. Cette méthode, lorsque l'on utilise son mode de cartographie, permet de quantifier l'orientation des axes cristallographiques d'une phase en tout point de la carte. Une orientation semblable pour plusieurs

points adjacents définit un cristal, et plusieurs cristaux sont différenciés par des orientations différentes les uns des autres. Une fois les contours des grains définis, il est possible d'extraire plusieurs types d'informations, comme l'orientation moyenne par grain des axes cristallographiques, la répartition des tailles de grain, la distribution des axes de désorientation, indiquant l'orientation des axes préférentiels de rotation liés à la déformation intracristalline, ou encore d'autres paramètres sur l'intensité des textures (voir protocoles analytiques en annexe 2).

Trois échantillons ont été sélectionnés pour cette étude, deux gneiss du grade 3-4 (TE10 et TE45) ainsi que l'aplite ultramylonitique TE09. Pour chacun des échantillons, une carte a été réalisée pour les deux types de zones, à quartz seul et à quartz et albite. Les résultats préliminaires de l'étude sont représentés dans la figure 51 à travers les cartes des grains et des phases et les figures 52, 53 et 54 (respectivement TE09, TE10 et TE45) montrant différents types de diagrammes pour les deux types de zones (zone à quartz seul (a), partie du haut et zone à quartz et albite (b), partie du bas). Pour chacune des zones, un histogramme de la répartition des tailles de grain (en microns) est donné à droite en fonction de la fraction d'aire de la carte qu'ils représentent, ainsi que le nombre de grains, la moyenne et le mode des tailles dans l'encart rouge. Sont également indiqués les paramètres de fabrique J et de désorientation M dans un autre encart rouge (à côté du type de phase « quartz »). Ces paramètres définissent un degré d'alignement des cristaux entre une fabrique aléatoire (J=1 ; M=0) et une fabrique définie par un cristal (J=∞ ; M=1). Les diagrammes représentent de gauche à droite la distribution des axes de désorientation liés à la déformation intracristalline et les projections stéréographiques (dans XZ) des axes c (0001) et des axes a (11-20).

Les cartes des phases et des grains (Fig. 51) montrent bien la pureté des zones à quartz seul, mis à part pour l'échantillon TE45 avec un cristal d'albite isolé en bas à gauche et un agrégat en haut à droite. Les zones à quartz et albite montrent un mélange assez efficace, en particulier pour l'échantillon TE09. Ces zones montrent des tailles de grain apparentes du quartz significativement diminuées par rapport à celles des zones à quartz seul. La zone à quartz et albite de l'échantillon TE45 montre d'ailleurs bien cette corrélation avec une taille de grain relativement élevée dans la partie pauvre en albite en bas, par rapport à la zone plus riche en albite dans la partie du haut, associée à une taille de grain diminuée.

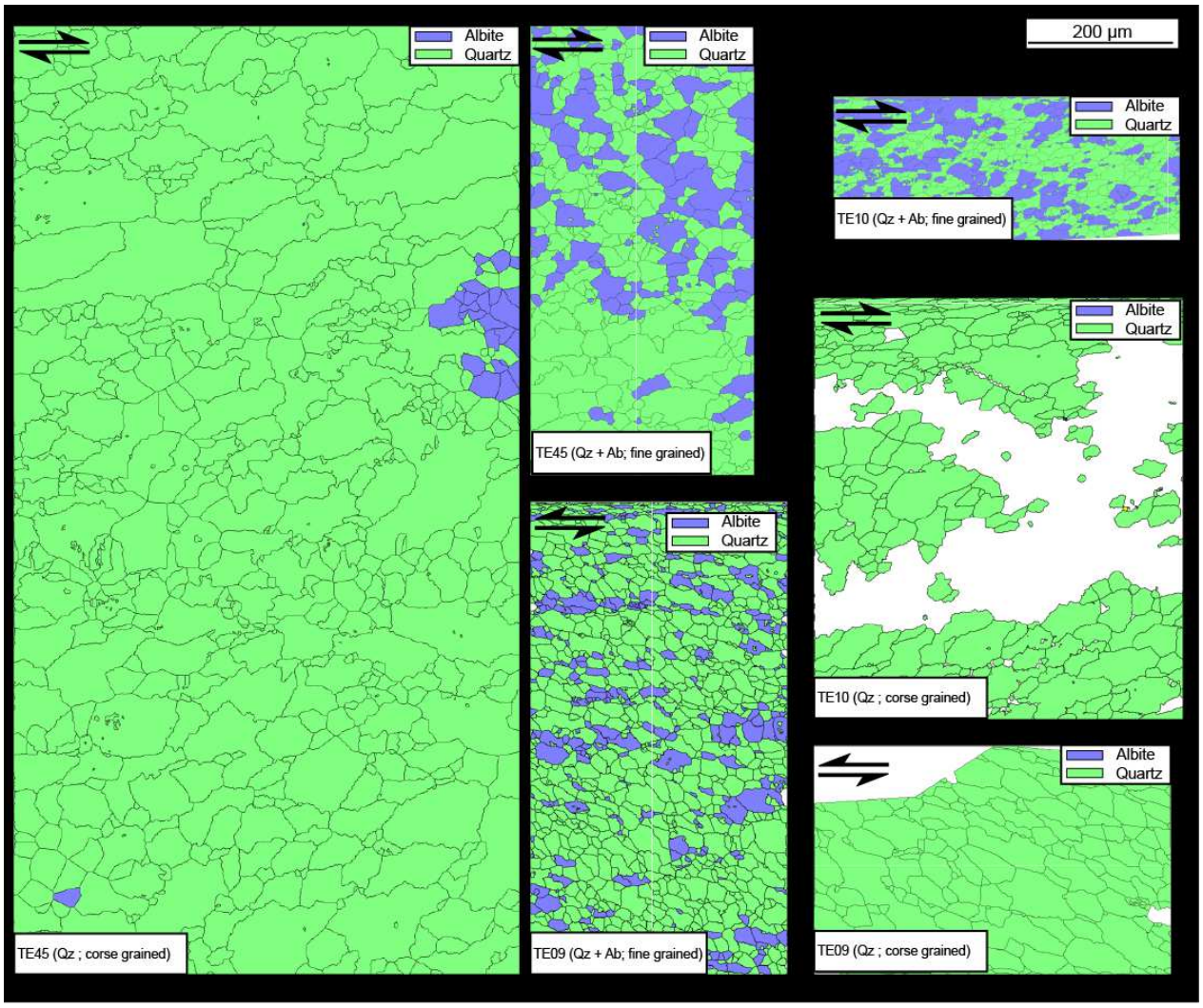


Figure 51 : Cartes des phases et des grains réalisées à l'EBSD pour les trois échantillons sélectionnés. *A noter la différence de taille de grain entre les zones à quartz seul et les zones à quartz et albite.*

La zone à quartz seul de l'échantillon TE09 (Fig. 52a) montre une forte fabrique (J=6.76 ; M=0.317). Les axes de désorientation sont préférentiellement et fortement alignés sur les axes c (iso-contours atteignant 5.5 au maximum) indiquant un glissement de type {m}<a>. L'orientation des axes c montre une fabrique intense (iso-contours atteignant 7 au maximum) avec une orientation préférentielle dans le plan de foliation dont le maximum est parallèle à l'axe Y. Cette orientation est cohérente également avec un glissement de type {m}<a>. Les axes a ont également une fabrique relativement forte (iso-contours atteignant 3 au maximum) formant une guirlande dans le plan XZ, avec un maximum parallèle à un axe situé à 50° horaire de l'axe Z. La taille de grain est comprise entre 5 et 105 µm, avec une moyenne à 20.24 µm et un mode à 45.21 µm.

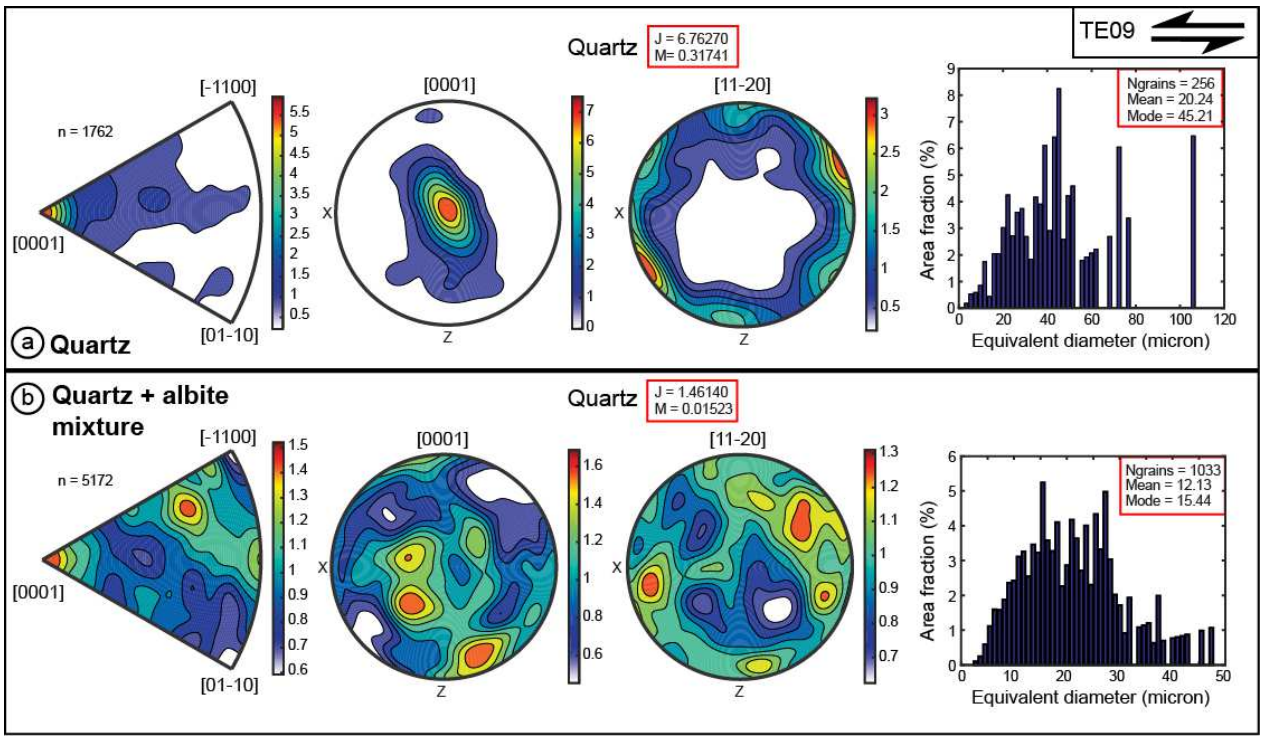


Figure 52 : Données EBSD du quartz pour l'échantillon TE09 pour la zone à quartz seul (a) et la zone à quartz et albite (b). *Il est donné de gauche à droite un diagramme montrant la distribution des axes de désorientation, les figures de pôles des axes c (0001) et des axes a (11-20) ainsi qu'un histogramme de la taille de grain. Dans l'encart rouge des histogrammes sont donnés le nombre de grain, la moyenne et le mode des tailles. Sont également donnés dans l'autre encart rouge (à côté du nom « quartz ») les paramètres de texture J et de désorientation M.*

A l'inverse, la zone à quartz et albite (Fig. 52b) est associée à une fabrique moins forte (J=1.46 ; M=0.015). Cette perte de fabrique se répercute dans la distribution des axes de désorientations (iso-contours atteignant au maximum 1.5), avec des orientations plus aléatoires mais cependant un maximum encore parallèle à l'axe c. L'orientation des axes c et a est également plus aléatoire, indiquant une perte de fabrique (iso-contours atteignant au maximum 1.6 et 1.3 respectivement), avec cependant des maximums cohérents avec les fabriques obtenues dans la zone à quartz seul. La taille de grain est bien diminuée par rapport à la zone à quartz seul. Elle est comprise entre 5 et 50 µm, avec une moyenne à 12.13 µm et un mode à 15.44 µm.

La zone à quartz seul de l'échantillon TE10 (Fig. 53a) montre une forte fabrique (J=7.17 ; M=0.320). Les axes de désorientation sont préférentiellement et fortement alignés sur les axes c (iso-contours atteignant 3.5 au maximum) indiquant un glissement de type {m}<a>. L'orientation des axes c montre une fabrique intense (iso-contours atteignant 12 au maximum) avec une

orientation préférentielle dans le plan de foliation dont le maximum est parallèle à l'axe Y. Cette orientation est cohérente également avec un glissement de type {m}<a>. Les axes a ont également une fabrique relativement forte (iso-contours atteignant 3.5 au maximum) formant une guirlande dans le plan XZ, avec un maximum parallèle à un axe situé à 40° horaire de l'axe Z. La taille de grain est comprise entre 5 et 100 µm, avec une moyenne à 16.90 µm et un mode à 47.89 µm.

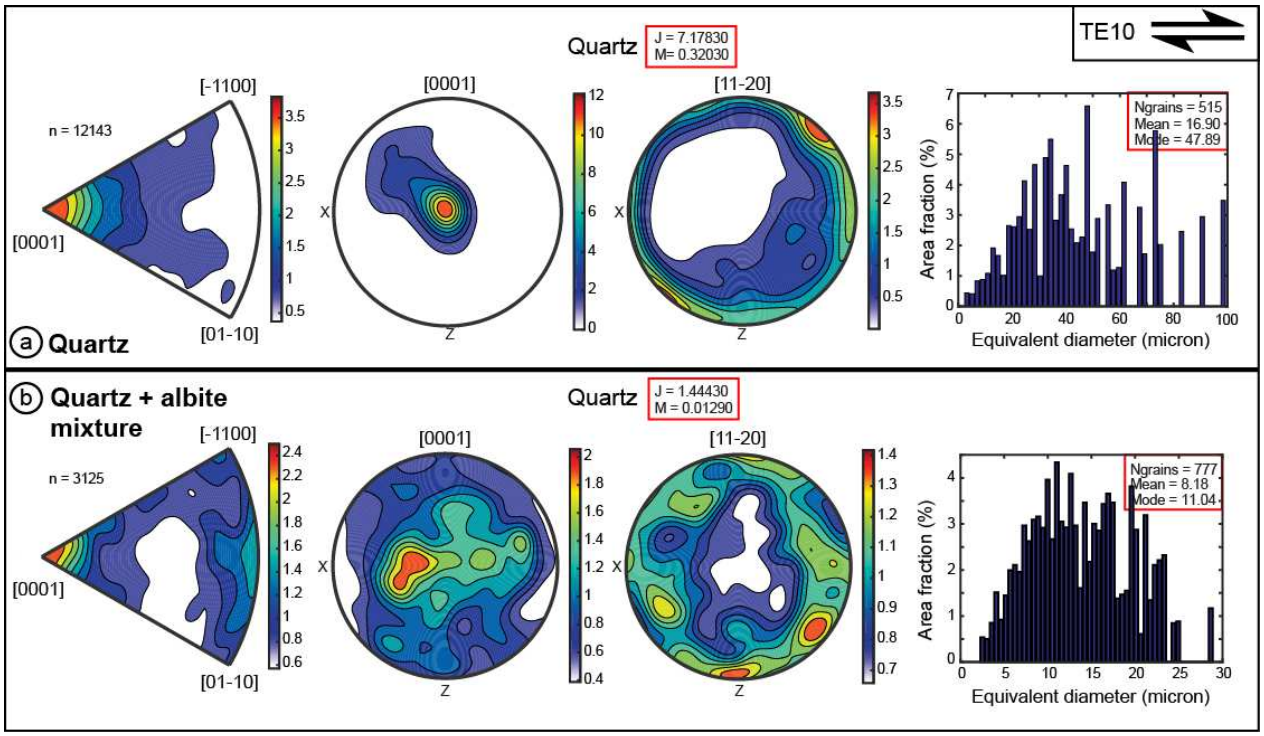


Figure 53 : Données EBSD pour l'échantillon TE10 pour la zone à quartz seul (a) et la zone à quartz et albite (b). *Voir figure 52 pour le détail de la figure.*

A l'inverse, la zone à quartz et albite (Fig. 53b) est associée à une fabrique moins forte (J=1.44 ; M=0.012). Cette perte de fabrique se répercute dans la distribution des axes de désorientations (iso-contours atteignant au maximum 2.4), avec des orientations plus aléatoires mais cependant un maximum encore parallèle à l'axe c. L'orientation des axes c et a est également plus aléatoire, indiquant une perte de fabrique (iso-contours atteignant au maximum 2 et 1.4 respectivement) avec cependant des maximums cohérents avec les fabriques obtenues dans la zone à quartz seul. La taille de grain est bien diminuée par rapport à la zone à quartz seul. Elle est comprise entre 0 et 30 µm, avec une moyenne à 8.18 µm et un mode à 11.04 µm.

La zone à quartz seul de l'échantillon TE45 (Fig. 54a) montre une fabrique relativement

faible par rapport aux zones à quartz seul des autres échantillons (J=2.94 ; M=0.097). Les axes de désorientation sont préférentiellement mais faiblement alignés sur les axes c (iso-contours atteignant 2 au maximum) indiquant un glissement de type {m}<a>. L'orientation des axes c montre une fabrique également faible (iso-contours atteignant 2.5 au maximum) avec une orientation préférentielle dans le plan de foliation dont le maximum est parallèle à l'axe Y. Cette orientation est cohérente également avec un glissement de type {m}<a>. Les axes a ont également une fabrique faible (iso-contours atteignant 1.6 au maximum) formant une guirlande dans le plan XZ. La taille de grain est comprise entre 0 et 150 µm, avec une moyenne à 21.35 µm et un mode à 71.75 µm.

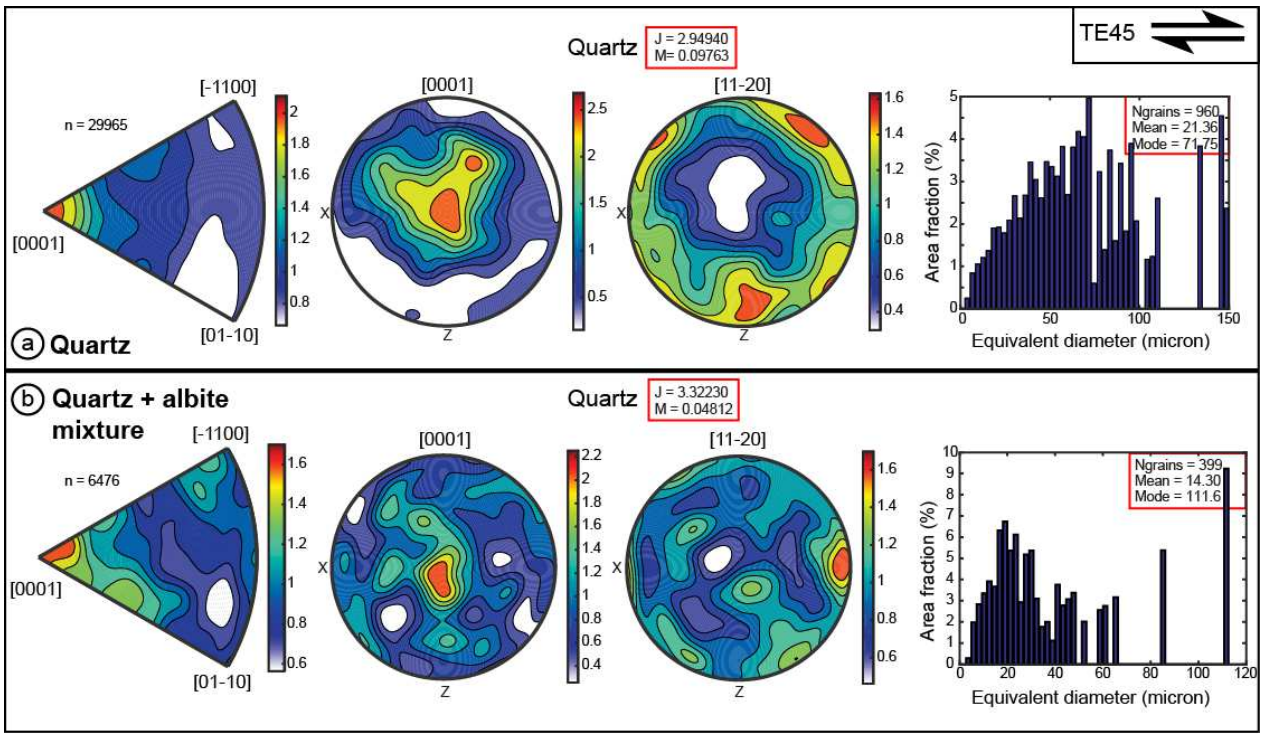


Figure 54 : Données EBSD pour l'échantillon TE45 pour la zone à quartz seul (a) et la zone à quartz et albite (b). *Voir figure 52 pour le détail de la figure.*

La zone à quartz et albite (Fig. 54b) montre des caractéristiques semblables. La fabrique est également faible (J=3.32 ; M=0.048). Les axes de désorientation sont préférentiellement mais faiblement alignés sur les axes c (iso-contours atteignant 1.6 au maximum). L'orientation des axes c montre une fabrique également faible (iso-contours atteignant 2.2 au maximum) avec une orientation préférentielle dans le plan de foliation dont le maximum est parallèle à l'axe Y. Les

axes a ont également une fabrique faible (iso-contours atteignant 1.6 au maximum) formant une guirlande dans le plan XZ. La taille de grain est comprise entre 0 et 120 µm, avec une moyenne à 14.30 µm et un mode à 111.6 µm.

3.2.5 Evolution des proportions modales

L'analyse des proportions modales (voir annexe 2 sur le protocole analytique) à travers le gradient d'intensité de déformation est résumée dans la figure 55. Il est à noter que les valeurs entre le protolithe isotrope et le protolithe légèrement déformé sont assez différentes, certainement due au fait de l'hétérogénéité de répartition des phases qui n'a pas été corrigée par le nombre de lames minces utilisées pour le comptage. Le protolithe (grade 0s.s.) est constitué de ~4-8 % de minéraux ferromagnésiens magmatiques (biotite et hornblende) et ~25-30 % de plagioclase magmatique qui sont complètement absents dans les échantillons déformés (Fig. 55a). Le feldspath potassique représente ~15-25 % du protolithe (grade 0s.s.) et sa proportion modale reste grossièrement constante (18-20 %) dans les échantillons déformés pendant D_1 (grade 0W). Il a complètement disparu (0%) en revanche dans les échantillons déformés pendant D_2 (Grades 1, 3 et 4) (Fig. 55a). La quantité de quartz + albite et la quantité de phengite augmentent significativement du protolithe (~ 35-45 % et 5-7 % respectivement) vers les échantillons déformés pendant D_1 (60-75 % et 15-20 % respectivement) et D_2 (60-75 % et 25-40 % respectivement) (Fig. 55a). La figure 55b montre l'estimation de la quantité de phengite pour un grand nombre d'échantillons (n = 19) et en combinant plusieurs techniques de comptage (comptage sur tranche, sur lame minces et analyse d'image, voir annexe 2). D'un point de vue statistique, la quantité moyenne de phengite calculée à partir des différents échantillons utilisés dans chaque grade de déformation tend à augmenter avec une intensité de déformation croissante (carrés bleus sur la figure 55b). Cependant, la différence entre les quantités moyennes de phengite d'un grade à l'autre s'explique en grande partie par une quantité hétérogène de phengite entre les différents échantillons utilisés pour chaque grade. Compte tenu de cette hétérogénéité, la quantité de phengite semble comparable au moins pour les grades 1, 3 et 4. La faible quantité de phengite dans l'aplite ultramylonitique TE09 (~13-14 %), comparée aux échantillons de granites les plus déformés, a également été projetée dans le diagramme à titre de comparaison. Le pseudo-plateau obtenu pour les échantillons des grades 1, 3 et 4 peut être

symptomatique d'un système clos dans lequel la consommation d'un réactif limitant est totale, limitant la quantité de phengite obtenue à ~30 %. Pour tester cette hypothèse, une quantification des transferts de matière a été réalisée et est présentée dans la sous-section suivante.

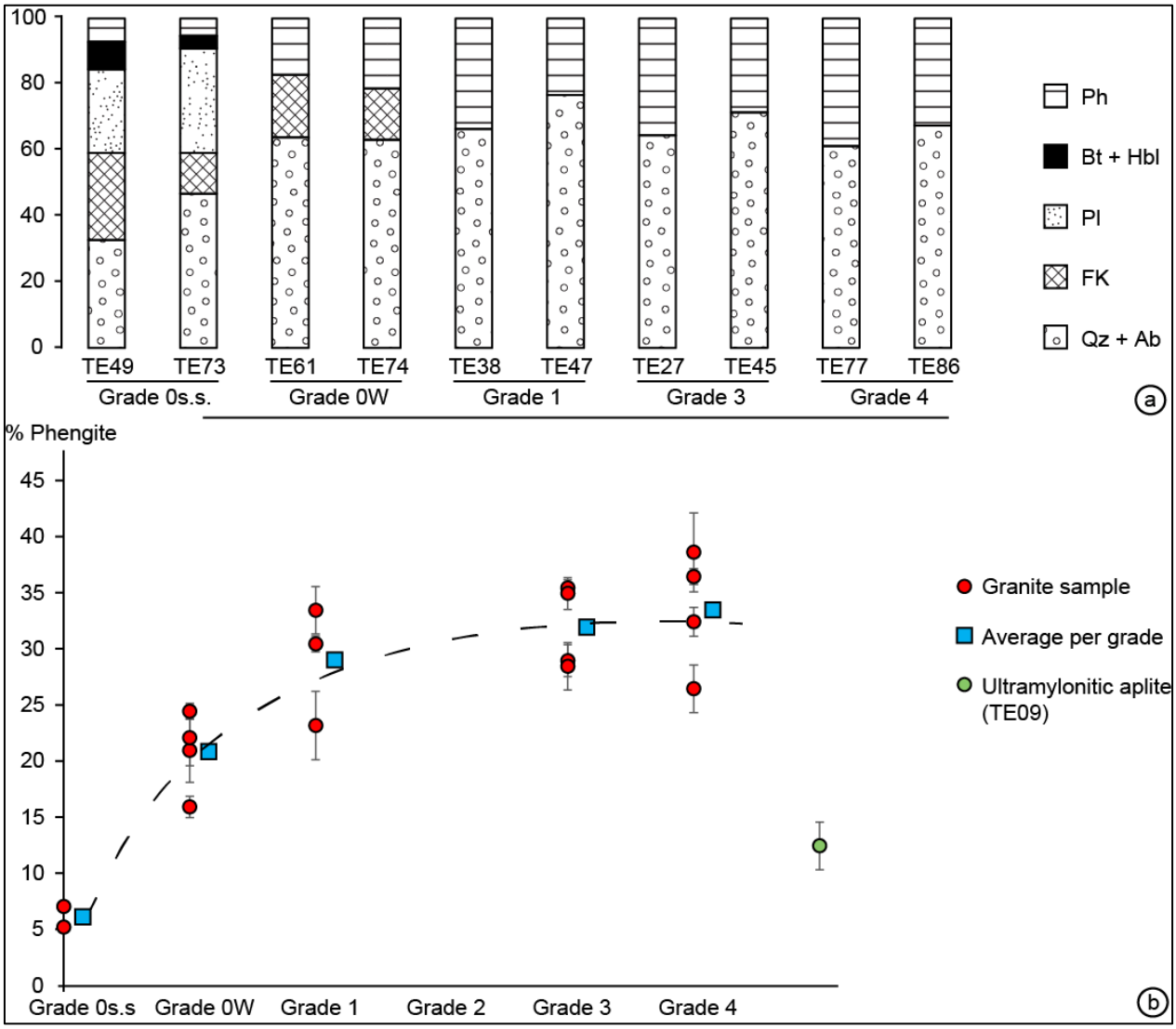


Figure 55 : Evolution des proportions modales des principaux minéraux en fonction des grades de déformation. *a) Résultats (%) du comptage de point sur lame mince. Les valeurs obtenues pour les principaux minéraux ont été rapportées à 100. Elles indiquent une transformation complète des ferromagnésiens, du plagioclase et du feldspath potassique magmatiques en quartz, albite et phengite métamorphiques. b) Proportion modale de phengite (%) estimée à partir de trois outils de comptage (voir texte). Les cercles rouges sont les moyennes par échantillon obtenues à partir des différant outils de comptage. Elles sont associées à des écarts-types (sauf pour le protolithe pour lequel seul le comptage sur lame mince a été utilisé). Les carrés bleus représentent la moyenne par grade. Le cercle vert représente la quantité obtenue sur l'aplite ultramylonitique.*

3.2.6 Transferts de matière

Afin d'estimer les transferts de matière pendant la déformation, des bilans de masse basés sur la méthode d'analyse des changements de volumes et de concentration de Gresens (1967) ont été entrepris. Lors d'un processus d'altération (interaction fluides-roche) entre un « protolithe » (0) et son « équivalent altéré » (A), certains éléments (h) sont immobiles (i). S'ils peuvent être déterminés, ils permettent de calculer les changements de volume en utilisant leur enrichissement ou appauvrissement passif. Comme le changement de volume est un facteur commun pour tous les éléments, les gains ou les pertes d'éléments mobiles peuvent être calculés. Grant (1986) a proposé une solution graphique pour l'équation de Gresens qui est arrangée en une relation linéaire entre les concentrations des différents éléments dans le protolithe (C_h^A-axe des abscisses) et dans la roche altérée (C_h^0-axe des ordonnées). Dans ce diagramme, l'équation de Gresens est:

$$C_h^A = \frac{M^0}{M^A}(C_h^0 + \Delta C_h)$$

Où M est la masse. Pour les éléments immobiles (ΔCi = 0), cette équation devient:

$$C_i^A = \frac{M^0}{M^A} C_i^0$$

Cette équation, appelée "isocone", est une ligne passant par l'origine du diagramme et par les éléments immobiles. Le changement de masse (et le changement de volume si les densités sont connues) est défini par la pente de l'isocone (M_0/M_A). Les éléments enrichis ou appauvris pendant le processus sont respectivement situés au-dessus et au-dessous de l'isocone.

Dans cette étude, les isocones ont été choisies en utilisant l'approche statistique et le logiciel de Baumgartner et Olsen (1995). Différents modèles d'isocones sont proposés en tenant compte des incertitudes sur la concentration des éléments (à partir de l'écart type des populations "protolithe" et "roche altérée"). Ces isocones sont ajustées en minimisant une fonction χ^2. Elles sont associées à deux paramètres statistiques: la valeur réduite du χ^2 (χ^2 / (n_i-1)), qui doit être inférieure à 1 et le paramètre de meilleur ajustement Q, qui doit être proche de 1. Cette méthode

conduit à une quantification absolue pertinente des variations de masse et de volume par rapport aux méthodes graphiques plus classiques (voir la revue des méthodes réalisée par Durand et al., 2015). Le choix de la bonne isocone est aidé en tenant compte des données pétrologiques, géochimiques et structurales.

Les résultats sont projetés graphiquement dans un diagramme log-log dans lequel les concentrations des différents éléments dans la roche altérée sont tracées en fonction des concentrations des différents éléments dans la roche non altérée (c'est-à-dire le protolithe). Dans ce diagramme, l'isocone passant par les éléments immobiles est définie par:

$$\log C_i^A = \log(\frac{M^0}{M^A}) + logC_i^0$$

Où C est donné en g.100g^{-1} (éléments majeurs) ou 10^{-4}g.100g^{-1} (éléments en trace) et M en g. L'isocone est une ligne droite avec une pente égale à 1 et la valeur log (M_0 / M_A) est donnée par l'interception sur l'axe C_i^A à log C_i^0= 0. Les quantifications absolues sur les bilans de masse sont données dans une table.

Les calculs de transfert de matière ont été effectués à partir de la composition chimique sur roche totale (voir annexe 2 sur les protocoles analytiques) d'échantillons caractérisés par les différents grades de déformation D_2 (grade 1, 3 et 4) comparés un à un au protolithe (grade 0s.s.) afin d'étudier leur évolution en fonction de l'intensité de la déformation D_2. L'étude des transferts de matière entre le protolithe et les roches déformées pendant D_1 (grade 0W) n'a pas été réalisée, les raisons étant expliquées à la fin de cette section. Les compositions chimiques en roche totale (Table 2) ont été normalisées à 100 avant les calculs. Les incertitudes sur chaque élément des différentes populations sont les écart-types calculés à partir de la moyenne arithmétique (Table 2). En raison de la petite population pour chaque classe (n = 2 pour les grades 0 et 4, n = 3 pour les grades 1 et 3), un écart-type de 2σ a été choisi pour les calculs afin de mieux prendre en compte leur hétérogénéité chimique. En conséquence, les interprétations sont semi-quantitatives.

	Unaltered rock C^0		Altered rock C^A							
Grade	0s.s. (protolith)		0W		1		3		4	
Samples	TE65 ; TE73		TE61 ; TE74		TE38 ; TE47 ; TE60		TE27 ; TE43 ; TE46		TE77 ; TE86	
	mean	SD (2σ)	mean	SD (2σ)	mean	SD (2σ)	mean	SD (2σ)	mean	SD (2σ)
Density	2,72	0,08	2,63	0,03	2,65	0,03	2,64	0,12	2,63	0,04
Wt %										
SiO2	69,24	1,39	75,22	2,86	72,36	0,91	72,60	2,04	70,34	2,96
TiO2	0,33	0,03	0,13	0,12	0,28	0,06	0,29	0,03	0,34	0,22
Al2O3	14,60	0,69	12,42	0,56	13,82	1,02	13,76	0,48	14,25	0,96
Fe2O3	2,73	0,56	1,31	0,81	2,14	0,38	2,03	0,68	2,67	0,99
MnO	0,07	0,03	0,03	0,00	0,05	0,01	0,07	0,03	0,06	0,01
MgO	0,90	0,03	0,39	0,02	1,11	0,03	1,03	0,34	1,47	0,40
CaO	2,36	0,46	0,49	1,19	0,10	0,07	0,37	0,97	0,15	0,02
Na2O	3,66	0,12	2,86	0,76	3,77	1,05	2,74	1,25	3,27	1,39
K2O	3,52	0,32	5,29	0,61	3,79	0,40	4,14	0,43	4,45	1,41
P2O5	0,08	0,01	0,03	0,03	0,06	0,01	0,06	0,02	0,04	0,06
LOI	1,59	0,47	1,11	1,06	1,66	0,10	1,89	0,36	1,95	0,85
Total	99,08	-	99,29	-	99,13	-	98,97	-	98,97	-
ppm										
La	31,21	31,25	21,90	11,72	20,11	7,27	20,79	7,86	26,17	6,07
Ce	58,46	54,26	41,76	18,58	35,69	15,54	36,78	13,07	48,05	6,26
Pr	6,15	4,95	4,66	1,32	4,11	1,10	4,18	1,40	5,30	1,20
Nd	20,38	14,14	15,73	3,03	13,78	3,64	13,93	5,21	18,71	5,73
Sm	3,53	1,06	3,15	0,73	2,56	0,28	2,56	1,08	3,50	0,88
Eu	0,76	0,19	0,44	0,46	0,49	0,08	0,50	0,20	0,57	0,16
Gd	2,91	0,45	2,59	1,16	2,01	0,25	2,16	0,89	2,85	0,94
Tb	0,45	0,05	0,44	0,30	0,31	0,05	0,36	0,15	0,44	0,07
Dy	2,67	0,67	2,83	2,19	1,96	0,52	2,35	1,12	2,61	0,17
Ho	0,58	0,16	0,64	0,52	0,43	0,16	0,54	0,28	0,55	0,02
Er	1,60	0,43	1,88	1,58	1,24	0,51	1,58	0,90	1,50	0,29
Tm	0,25	0,09	0,33	0,30	0,21	0,08	0,26	0,15	0,24	0,09
Yb	1,75	0,65	2,46	2,20	1,58	0,50	1,97	1,01	1,70	0,82
Lu	0,28	0,09	0,41	0,35	0,27	0,07	0,34	0,18	0,29	0,15
Rb	130,65	28,14	214,30	162,07	167,37	40,36	179,40	25,47	194,20	61,94
Cs	1,43	0,87	2,90	3,81	3,44	1,92	3,24	2,62	2,21	0,58
Sr	232,50	19,52	27,75	54,81	11,11	2,09	19,33	40,65	16,46	26,67
Ba	471,45	175,50	314,40	477,72	370,13	55,00	347,57	232,49	395,95	82,17
Be	1,92	0,01	2,47	2,77	2,33	0,04	2,47	0,60	2,19	0,96
Hf	3,34	1,19	2,98	0,11	3,30	0,82	3,61	0,72	3,65	0,47
Zr	108,88	43,91	81,82	35,06	107,91	26,71	114,80	15,50	117,95	4,67
Ta	1,23	0,66	2,06	2,99	1,50	0,40	1,61	0,56	1,35	0,71
Nb	8,31	1,64	8,16	7,01	9,33	1,14	10,45	2,82	9,78	1,42
U	2,77	0,48	2,93	1,20	5,75	6,93	5,54	8,51	4,01	1,61
Th	16,10	4,34	19,03	19,25	21,31	8,00	22,07	4,70	16,31	6,46
Pb	16,05	4,33	9,55	4,73	11,62	9,39	15,81	9,02	7,99	16,94
Y	17,01	3,22	18,20	14,16	12,10	5,25	16,28	10,21	15,11	0,99
Sc	6,41	0,79	2,57	0,23	5,20	0,65	5,06	0,86	6,20	3,11
Co	4,18	1,86	1,35	1,47	2,70	1,15	2,47	2,21	2,80	0,57
Sn	2,83	1,04	3,19	2,17	2,98	0,51	4,18	3,25	2,34	1,31
Cr	11,41	15,91	4,52	7,13	5,90	3,28	6,65	3,24	3,58	4,46
W	0,53	0,31	1,32	0,99	1,99	1,15	2,83	0,97	3,49	6,22
V	37,71	4,47	9,16	11,17	27,66	7,68	27,88	3,67	38,79	35,06
Zn	46,71	8,70	26,01	2,50	34,70	8,50	36,73	15,22	45,17	25,30
Ga	16,45	0,92	13,68	1,54	15,20	0,83	15,63	0,41	17,25	0,55
Ge	1,61	0,14	1,42	0,40	1,43	0,11	1,39	0,42	1,43	0,42

Table 2 : Composition chimique en roche totale des échantillons utilisés dans le cadre du calcul des transferts de matière

Les résultats des transferts de matière pour chaque grade de déformation sont présentés dans la table 3 et tracés dans un diagramme de transferts de matière (Fig. 56) réalisé à partir de la méthode d'isocone log-log de Baumgartner et Olsen (1995). Est présentée également une synthèse des

résultats des transferts de matière pour les éléments majeurs (Fig. 57) afin de comparer les transferts entre les différents grades de déformation.

Pour chaque grade de déformation, au moins 20 modèles différents sont proposés par le logiciel et ont été vérifiés et comparés les uns aux autres. Le choix parmi ces modèles repose principalement sur le comportement des éléments majeurs car les éléments traces ne sont pas vraiment discriminants. Pour tous les grades, les différents modèles sont compatibles avec l'immobilité de Fe_2O_3, MnO, Na_2O, P_2O_5 et LOI (« Loss Of Ignition » pour perte au feu) et la mobilité de CaO. Pour chaque grade de déformation, le comportement de MgO et K_2O est plutôt homogène à travers les différents modèles. Il apparaît alors quatre types de modèles différents en fonction du comportement de SiO_2 et Al_2O_3: 1) les deux éléments sont mobiles; 2) les deux éléments sont immobiles; 3) Seul SiO_2 est mobile; 4) Seul Al_2O_3 est mobile. Les concentrations de SiO_2 en fonction des concentrations de Al_2O_3 dans le protolithe et les différents grades de déformation D_2 montrent une forte anti corrélation ($R^2 = 0,99$). Cela ne peut correspondre qu'à une déconcentration/concentration passive de l'un des éléments qui est immobile par le gain/la perte de l'autre élément mobile (c'est-à-dire les types de modèle 3 ou 4) (e.g. Steyrer et Sturm, 2002). Le type de modèle 3 (SiO_2 mobile) a été choisi car: 1) il correspond toujours à de meilleurs paramètres statistiques (la valeur réduite du χ^2 (χ^2 / (n_i-1)) doit être inférieure à 1 et le paramètre de meilleur ajustement Q doit être proche de 1); 2) SiO_2 est souvent mobile dans les zones de cisaillement développées dans les granitoïdes, alors qu'Al_2O_3 reste souvent immobile (e.g. Vocke et al., 1987 ; Selverstone et al., 1991 ; Newman et Mitra, 1991 ; Hippertt, 1998 ; Bialek, 1999 ; Oliot et al., 2010; Goncalves et al., 2012); 3) il est cohérent avec l'augmentation modale du quartz (voir sous-section précédente).

La figure 56 montre les diagrammes isocone log-log. Les éléments majeurs et traces sont représentés respectivement par des cercles rouges et des carrés verts. Les lignes pointillées représentent la position minimale et maximale de l'isocone calculée, compte tenu d'une incertitude à 2σ. Pour tous les grades de déformation, cette "enveloppe d'isocone" passe très près, mais sous l'origine du schéma, suggérant que les roches enregistrent une petite augmentation de masse pendant la déformation. A l'exception de CaO, K_2O, W, Cs et Sr, les éléments sont plutôt alignés sur les isocones, ce qui suggère que les transferts restent faibles.

Grade	1					3					4				
Samples	TE38 ; TE47 ; TE60					TE27 ; TE43 ; TE46					TE77 ; TE86				
	value	2σ	value (%)	2σ (%)		value	2σ	value (%)	2σ (%)		value	2σ	value (%)	2σ (%)	
M^0/M^A	0,873	0,041				0,942	0,036				0,883	0,105			
χ^2	28,83					26,68					6,87				
$\chi^2/(n_i\text{-}1)$	0,85					0,72					0,18				
Q	0,63					0,81					1,00				
$n_i/47$	35					38					40				
Mass change			14	6				6	5				13	14	
Dens. change			-2	5				3	8				-3	5	
Vol. change			18	1				10	4				17	9	
Mass change	g.100g^{-1}		%			g.100g-1		%			g.100g-1		%		
SiO2	13,7	4,3	20	7	-	8,0	4,0	11,0	6,0	-	10,6	10,3	15	15	-
TiO2	0,0	0,1	-3	23	i	0,0	0,1	-7,0	10,0	i	0,1	0,3	17	78	i
Al2O3	1,2	1,6	8	11	i	0,0	1,1	0,0	7,0	i	1,6	2,4	11	16	i
Fe2O3	-0,3	0,8	-10	27	i	-0,6	1,0	-21,0	34,0	i	0,3	1,4	11	48	i
MnO	0,0	0,1	-18	44	i	0,0	0,1	6,0	42,0	i	0,0	0,1	-3	45	i
MgO	0,4	0,1	41	9	-	0,2	0,4	22,0	41,0	i	0,8	0,5	85	56	-
CaO	-2,3	0,5	-95	20	-	-2,0	1,2	-83,0	48,0	-	-2,2	0,5	-93	20	-
Na2O	0,7	1,3	18	34	i	-0,8	1,4	-20,0	37,0	i	0,0	1,7	1	45	i
K2O	0,8	0,6	23	17	-	0,9	0,6	25,0	17,0	-	1,5	1,8	43	50	i
P2O5	0,0	0,1	-19	31	i	0,0	0,1	-20,0	37,0	i	0,0	0,1	-43	89	i
LOI	0,3	0,5	20	27	i	0,4	0,6	26,0	36,0	i	0,6	1,1	39	68	i
Mass change	ppm		%			ppm		%			ppm		%		
La	-8	33	-26	104	i	-9,2	32,7	-29	104	i	-1,6	32,5	-5	104	i
Ce	-18	58	-30	98	i	-19,5	56,5	-33	96	i	-4,0	55,6	-7	95	i
Pr	-2	5	-23	84	i	-1,7	5,3	-28	85	i	-0,1	5,3	-2	85	i
Nd	-5	15	-23	73	i	-5,6	15,4	-27	75	i	0,8	15,9	4	78	i
Sm	-1	1	-17	32	i	-0,8	1,6	-23	45	i	0,4	1,6	12	44	i
Eu	0	0	-25	29	i	-0,2	0,3	-29	39	i	-0,1	0,3	-14	37	i
Gd	-1	1	-21	19	-	-0,6	1,1	-21	37	i	0,3	1,3	11	43	i
Tb	0	0	-21	18	-	-0,1	0,2	-15	39	i	0,0	0,2	10	26	i
Dy	0	1	-16	34	i	-0,2	1,4	-6	52	i	0,3	0,8	11	30	i
Ho	0	0	-15	43	i	0,0	0,4	-1	59	i	0,0	0,2	8	32	i
Er	0	1	-11	46	i	0,1	1,1	5	66	i	0,1	0,6	6	36	i
Tm	0	0	-4	53	i	0,0	0,2	13	73	i	0,0	0,2	9	58	i
Yb	0	1	3	50	i	0,3	1,3	19	72	i	0,2	1,2	10	66	i
Lu	0	0	12	44	i	0,1	0,3	29	75	i	0,0	0,2	15	69	i
Rb	62	55	47	42	-	60,5	40,1	46	31	-	90,2	80,7	69	62	-
Cs	3	2	176	167	-	2,0	3,0	141	205	i	1,1	1,2	76	80	i
Sr	-222	20	-95	9	-	-213,6	47,8	-91	21	-	-215,5	36,4	-92	16	-
Ba	-48	189	-10	40	i	-102,8	305,9	-22	65	i	-22,7	207,4	-5	44	i
Be	1	0	39	7	-	0,7	0,7	37	34	-	0,6	1,2	29	59	i
Hf	0	2	13	46	i	0,5	1,5	15	43	i	0,8	1,5	24	42	i
Zr	15	54	14	50	i	13,3	47,6	12	44	i	25,0	47,4	23	44	i
Ta	1	1	40	66	i	0,5	0,9	39	73	i	0,3	1,1	24	86	i
Nb	2	2	29	26	-	2,8	3,5	34	42	i	2,8	2,7	33	32	-
U	4	8	138	288	i	3,1	9,2	113	328	i	1,8	2,0	64	71	i
Th	8	10	52	64	i	7,4	6,8	46	42	-	2,4	8,9	15	55	i
Pb	-3	12	-17	73	i	0,8	10,7	5	66	i	-7,0	19,9	-44	123	i
Y	-3	7	-19	41	i	0,3	11,5	2	67	i	0,1	4,1	1	24	i
Sc	-1	1	-7	18	i	-1,0	1,3	-16	20	i	0,6	3,8	10	58	i
Co	-1	2	-26	55	i	-1,6	3,1	-37	72	i	-1,0	2,1	-24	48	i
Sn	1	1	21	43	i	1,6	3,7	57	128	i	-0,2	1,9	-6	65	i
Cr	-5	17	-41	144	i	-4,4	16,5	-38	143	i	-7,4	16,9	-64	147	i
W	2	1	335	259	-	2,5	1,1	473	207	-	3,5	7,2	654	1348	i
V	-6	10	-16	27	i	-8,1	6,1	-21	17	-	6,3	40,7	17	107	i
Zn	-7	13	-15	29	i	-7,7	18,6	-16	40	i	4,5	30,9	10	66	i
Ga	1	2	6	10	i	0,2	1,3	1	8	i	0,0	0,6	1	34	i
Ge	0	0	2	14	i	-0,1	0,5	-8	30	i	3,1	2,6	19	16	-

Table 3 : Résultats des calculs de transferts de matière.

Il est à noter que, en raison de l'incertitude à 2σ, les barres d'erreur sont importantes. Cela conduit à une immobilité apparente pour beaucoup d'éléments trace qui pourraient être en vérité (peu) mobiles pendant la déformation.

L'isocone concernant le grade 1 est définie par 35 éléments immobiles (Table 3). Les transferts concernant les éléments majeurs montrent un enrichissement en MgO (41 ± 9 %), SiO_2 (20 ± 7 %) et K_2O (23 ± 17 %) et une perte de CaO (91 ± 20%) (Figs. 56 et 57). En ce qui concerne les éléments traces, il existe un enrichissement en W (335 ± 259 %), Be (39 ± 7 %), Cs (176 ± 167%), Rb (47 ± 42 %) et Nb (29 ± 26 %) et une perte en Sr (-95 ± 9 %), Tb (-21 ± 18 %) et Gd (-21 ± 19 %). La valeur M_0/M_A est de 0,873 ± 0,041 indiquant un gain de masse de 14 ± 6 %. Le changement de densité calculé (-2 ± 5 %) couplé au changement de masse indique un gain de volume de 18 ± 1%.

L'isocone concernant le grade 3 est définie par 38 éléments immobiles (Table 3). Les transferts concernant les éléments majeurs montrent un enrichissement en K_2O (25 ± 17 %), SiO_2 (11 ± 6 %) et une perte de CaO (83 ± 48 %) (Figs. 56 et 57). En ce qui concerne les éléments traces, il existe un enrichissement en W (473 ± 207 %), Rb (46 ± 31 %), Th (46 ± 42 %) et Be (37 ± 34 %) et une perte en Sr (-91 ± 21 %) et V (-21 ± 17 %). La valeur M_0/M_A est de 0.942 ± 0.036 indiquant un gain de masse de 6 ± 5 %. Le changement de densité calculé (3 ± 8 %) couplé au changement de masse indique un gain de volume de 10 ± 4 %.

L'isocone concernant le grade 4 est définie par 40 éléments immobiles (Table 3). Les transferts concernant les éléments majeurs montrent un enrichissement en MgO (85 ± 56 %), SiO_2 (10.6 ± 10.3 en valeur; 15 ± 15 en pourcentage) et une perte en CaO (-93 ± 20 %) (Figs. 56 et 57). En ce qui concerne les éléments traces, il existe un enrichissement en Rb (69 ± 62 %) et Nb (33 ± 32 %) et une perte en Sr (-92 ± 16 %). La valeur de M_0/M_A est de 0,883 ± 0,105 indiquant aucun changement de masse (13 ± 14 %). Le changement de densité calculé (-3 ± 5 %) couplé au changement de masse indique un gain de volume de 17 ± 9 %.

Ainsi les données, même si elles sont plutôt semi-quantitatives, montrent que les transferts restent plutôt faibles et surtout qu'ils sont comparables pour différentes intensités de la déformation, que l'interaction fluide-roche est faible et non dépendant de l'intensité de la déformation, ce qui contraste avec les précédentes études de Gueydan et al. (2003) et Maggi et al. (2014). Ce point sera discuté dans la section discussion.

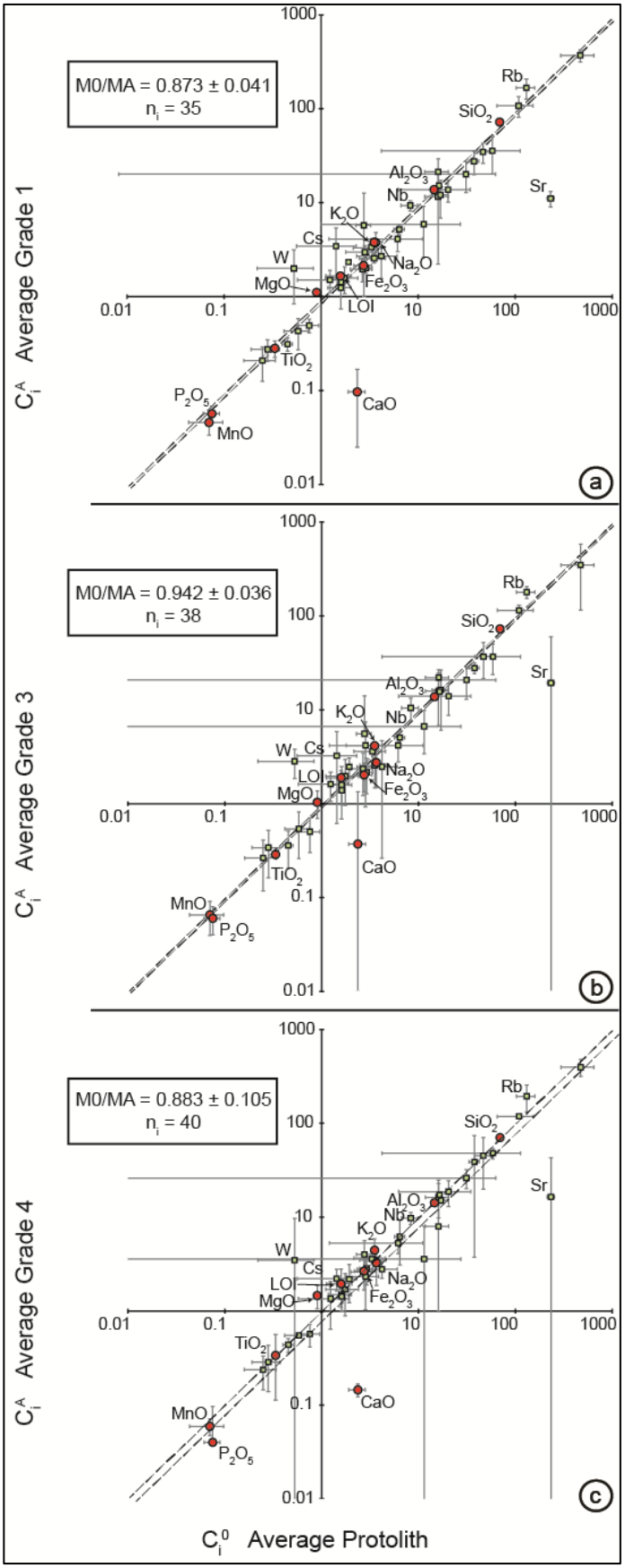


Figure 56 : Diagrammes des bilans de masse par la méthode log-log de Baumgartner et Olsen (1995). *Ils illustrent les résultats des transferts de matière entre le protolithe (abscisse) et les différents grades de déformation D_2 (respectivement a,b et c pour les grades 1, 3 et 4). Tous les éléments majeurs sont indiqués (cercles rouges), ainsi que les éléments traces mobiles (carrés verts).*

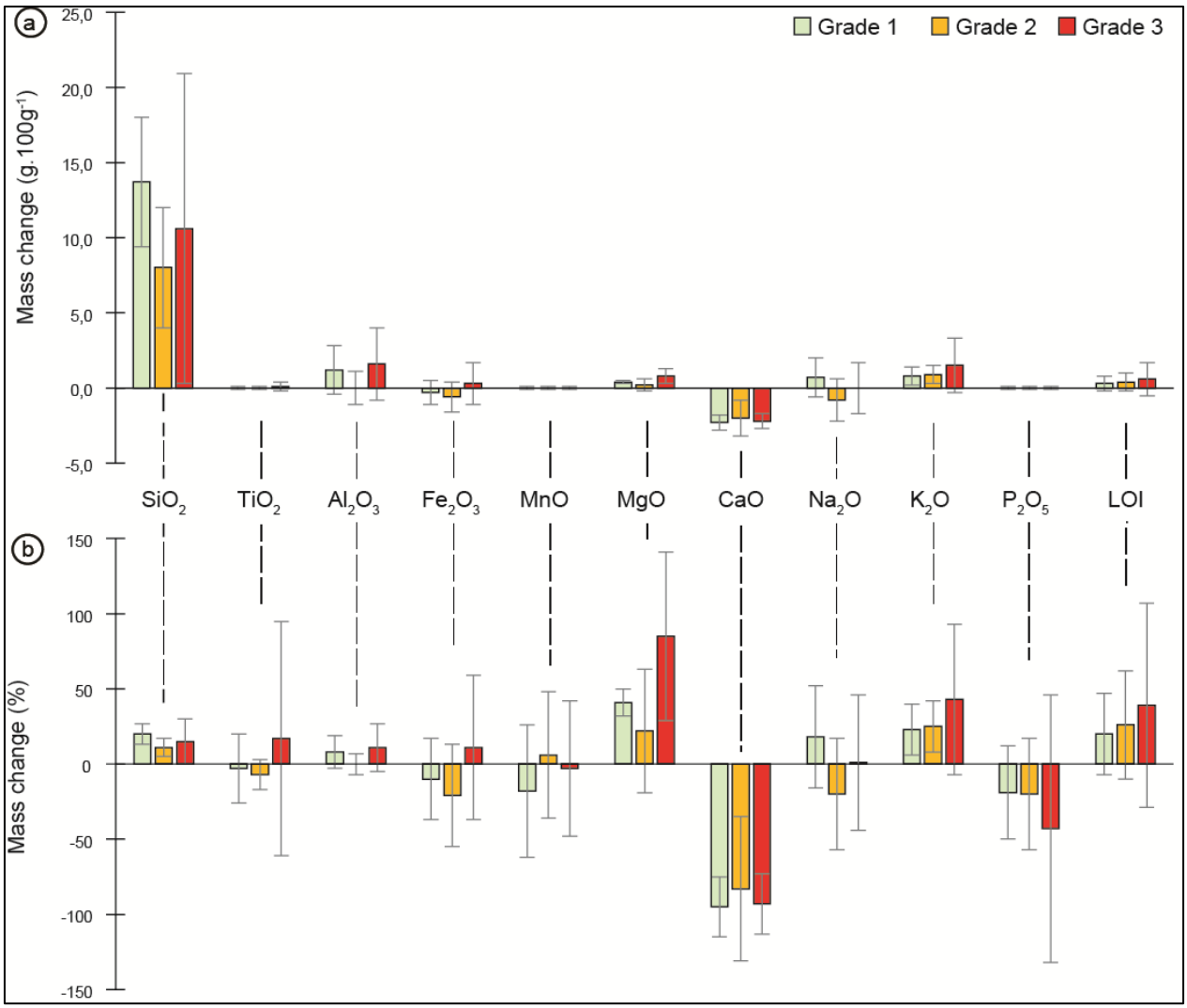


Figure 57 : Histogramme représentant les transferts des éléments majeurs en fonction des différents grades de déformation (respectivement vert, orange et rouge pour les grades 1, 3 et 4). *a) valeurs absolues. b) pourcentages. Les résultats montrent globalement un gain de SiO_2, MgO et K_2O et une perte en CaO, les autres éléments restant immobiles. Dans les barres d'erreur, il n'y a pas de différence de transferts de matière selon les différents grades de déformation.*

Comme il l'a été dit dans le début de cette sous-section, la modélisation des transferts de matière n'a pas été réalisée pour les échantillons affectés par D_1. La raison est que l'étude des diagrammes isocones incluant ces facies indique probablement une composition différente de leurs protolithes relatifs. En effet, la comparaison des diagrammes isocones entre le protolithe (grade 0s.s.) et les échantillons affectés par D_1 (grade 0W) d'une part et entre les échantillons affectés par D_1 (grade 0W) et les échantillons affectés par D_2 (exemple grade 1) montre des comportements exactement inversés des éléments, Ca exclu (Fig. 58 ; gain de Si et K et perte des autres éléments

majeurs dans le premier cas; perte de Si et K et gain des autres éléments majeurs dans le second cas). Ce résultat, si le postulat de protolithes aux compositions constantes est admis, indiquerait un comportement pendant D_1 et son exact inverse pendant D_2. L'autre hypothèse, plus probable, est que les transferts de matière sont faibles, comme il l'a été montré ci-dessus, et que cette inversion de comportement apparent des éléments majeurs est due à un effet de composition différente des protolithes relatifs aux échantillons du grade 0W. La présence de calcite dans l'échantillon TE74 (grade 0W) montre en plus qu'une circulation tardive de fluide post-déformation n'est pas à exclure. Ces raisons expliquent pourquoi la modélisation n'a pas été faite pour ces échantillons : la condition d'un protolithe à la composition chimique constante n'est surement pas respectée.

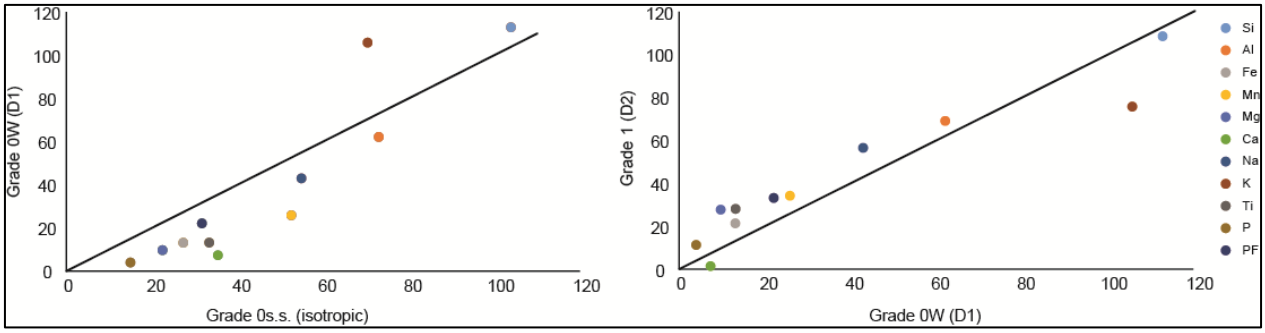


Figure 58 : Diagrammes isocones grade 0s.s. vs grade 0W (gauche) et grade 0W vs grade 1 (droite). *Les valeurs sont en pourcent et ont été amplifiées de manière arbitraire pour chaque élément de manière à éclater les données (les valeurs d'amplification étant les mêmes pour les deux diagrammes). Les deux diagrammes montrent des comportements strictement inverses qui sont interprétés comme un effet de composition chimique différente entre le protolithe des échantillons du grade 0W et le protolithe utilisé pour la modélisation des transferts de matière dans le cas des échantillons affectés par D_2 (grades 1 à 4).*

3.2.7 Caractérisation chimique des phases majeures.

Comme il a été montré précédemment, l'assemblage magmatique constituant les protolithes des échantillons étudiés comprend le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite et la hornblende. La biotite a un X_{Mg} de 0.3 à 0.4 indiquant des compositions mixtes entre l'annite et la phlogopite, cependant plus proche du pole annite (Table 4). La hornblende a un X_{Mg} de 0.6 à 0.7 (Table 4). Cet assemblage réagit pendant la déformation et le métamorphisme pour former un assemblage métamorphique à quartz, albite et phengite (± épidote pour certains échantillons). De très rares cristaux de chlorite et de feldspath potassique métamorphique ont également été reportés dans certains échantillons très déformés. Ces réactions dans le protolithe font qu'il n'a pas été

possible d'obtenir d'analyse pour le plagioclase magmatique, complètement altéré en phengite, albite et épidote.

Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tot.	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Tot.	Xmg
Hornblende																					
TE73	46,5	1,8	7,4	12,9	0,1	13,8	11,5	1,5	0,7	96,3	3,3	0,1	0,6	0,8	0,0	1,5	0,9	0,2	0,1	7,4	0,7
TE73	47,0	1,3	6,7	15,2	0,4	13,2	10,9	1,6	0,4	96,7	3,4	0,1	0,6	0,9	0,0	1,4	0,8	0,2	0,0	7,4	0,6
TE73	46,1	2,0	7,9	15,1	0,4	12,0	11,1	1,7	0,7	97,1	3,3	0,1	0,7	0,9	0,0	1,3	0,8	0,2	0,1	7,4	0,6
TE73	47,5	1,2	7,3	15,1	0,4	12,9	11,2	1,7	0,4	97,6	3,4	0,1	0,6	0,9	0,0	1,4	0,8	0,2	0,0	7,4	0,6
Biotite																					
TE49	36,2	4,5	12,9	21,7	0,4	9,6	0,0	0,1	9,0	94,4	2,8	0,3	1,2	1,4	0,0	1,1	0,0	0,0	0,9	7,8	0,4
TE49	35,9	4,3	13,0	21,9	0,4	9,5	0,0	0,1	9,2	94,4	2,8	0,3	1,2	1,4	0,0	1,1	0,0	0,0	0,9	7,8	0,4
TE49	36,6	4,3	12,7	22,2	0,2	9,1	0,1	0,1	8,4	93,7	2,9	0,3	1,2	1,5	0,0	1,1	0,0	0,0	0,8	7,7	0,4
TE49	36,4	4,0	12,7	21,7	0,2	9,5	0,1	0,2	8,6	93,2	2,9	0,2	1,2	1,4	0,0	1,1	0,0	0,0	0,9	7,7	0,4
TE49	35,7	3,8	12,9	26,4	0,4	6,1	0,2	0,1	8,6	94,2	2,9	0,2	1,2	1,8	0,0	0,7	0,0	0,0	0,9	7,7	0,3

Table 4 : Composition chimique de la hornblende et de la biotite. Résultats en poids d'oxyde (gauche) et a.p.f.u (droite).

Le feldspath potassique magmatique est encore présent dans les échantillons uniquement affectés par la déformation pendant D_1 (grade 0W), en plus de sa présence dans les protolithes. Sa composition dépend des échantillons, mais est toujours très proche du pole orthose entre 93.5 et 99.8 %, avec une composante en albite entre 0 et 6.47 % et une composante en anorthite entre 0 et 0.4 % (Fig. 59). On notera que les compositions retrouvées dans le protolithe (TE73) sont les plus proches du pole orthose (>98%) et se distinguent des compositions retrouvées dans les échantillons du grade 0W (TE61 et TE73). Le feldspath potassique métamorphique retrouvé dans un échantillon du grade 4 (TE77) montre des compositions similaires aux feldspaths potassiques des échantillons du grade 0W (Fig. 59). Le feldspath plagioclase métamorphique a des compositions chimiques de l'albite avec une composante en albite entre 92.8 et 100 %, une composante en anorthite entre 0 et 6.6 % et une composante en orthose entre 0 et 4.6 % (Fig. 59). Les compositions chimiques les plus éloignées du pole albite correspondent aux échantillons du grade 0s.s (les protolithes) et du grade 0W (échantillons affectés par D_1). Les compositions des albites présentes dans les échantillons affectés par D_2 (grades 1, 2, 3 et 4) sont systématiquement regroupées vers le pole pure albite, quel que soit l'échantillon (Fig. 59).

Une attention particulière a été portée sur les compositions chimiques de la phengite, phase qui sera datée par la suite. Il résulte de cette étude un grand nombre de données pour un grand nombre d'échantillon, permettant d'étudier les tendances des différentes substitutions en fonction des échantillons et des grades d'intensité de la déformation. Les différences de composition chimique au sein d'un même échantillon, à l'échelle d'un agrégat de phengite, ont également été étudiées avec l'aide supplémentaire des cartographies élémentaires réalisées à partir du MEB. Ces

résultats sont présentés dans cet ordre dans les paragraphes suivants.

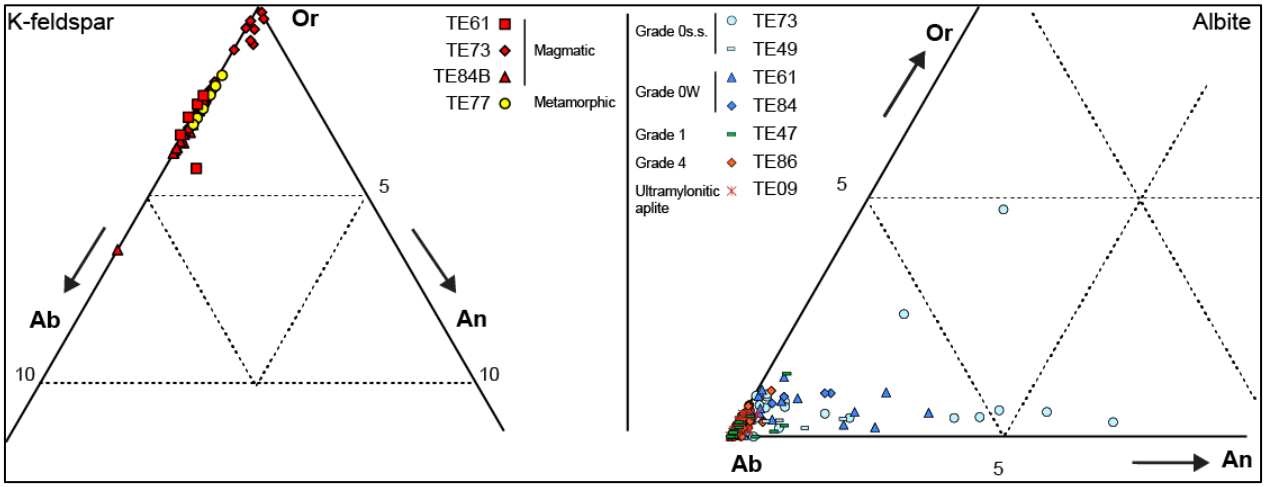


Figure 59 : Compositions chimiques des feldspaths. *Diagrammes ternaires Or-Ab-An (%) obtenus à partir des compositions chimiques des feldspaths potassiques (à gauche) et des plagioclases métamorphiques (à droite) des différents échantillons analysés. Les données sont coloriées pour le feldspath potassique selon son origine, magmatique ou métamorphique et pour l'albite en fonction des grades d'intensité de la déformation.*

Toutes les données sont projetées sur un diagramme Si vs Fetot + Mg (Fig. 60a) et un diagramme ternaire celadonite-muscovite-pyrophyllite (Fig. 60b). Le premier diagramme montre que les données occupent une large gamme de valeurs. Le Si varie de 3.12 à 3.74 a.p.f.u. et la somme Fe + Mg varie de 0.13 à 1.06 a.p.f.u.. Les données se projettent proche de la droite de substitution phengitique, indiquant une participation forte de cette substitution, dans laquelle l'Al est substitué par le Si dans les sites tétraédriques et par le Fe et le Mg dans les sites octaédriques ($Al^{IV}Al^{VI}$ <> Si(Fe,Mg)). Les données forment des regroupements par échantillon, montrant une dépendance de la composition chimique de la phengite à la composition chimique de l'échantillon. Les phengites les moins substituées en Si sont liées aux aplites déformées (Si < 3.3 a.p.f.u.). Un second groupe d'échantillon forme un regroupement pour une valeur de Si comprise entre 3.40 et 3.55 a.p.f.u. Ces échantillons appartiennent au grade 3 et sont situés au nord de l'ETSZ, entre la Punta di Cepo et la plage du Loto (Fig. 43). Un troisième groupe d'échantillons forme un regroupement pour une valeur de Si comprise entre 3.5 et 3.65 a.p.f.u.. Ces échantillons peuvent appartenir à tous les grades d'intensité de la déformation, mais a des échantillons plutôt localisés au sud de la zone d'étude, sur la route principale, mis à part l'échantillon TE77 prélevé sur la plage de Loto. Ces résultats peuvent indiquer encore une participation de la composition chimique du protolithe dans la composition

chimique des phengites, qui est le paramètre qui est le plus à même d'évoluer sur cette échelle de distance.

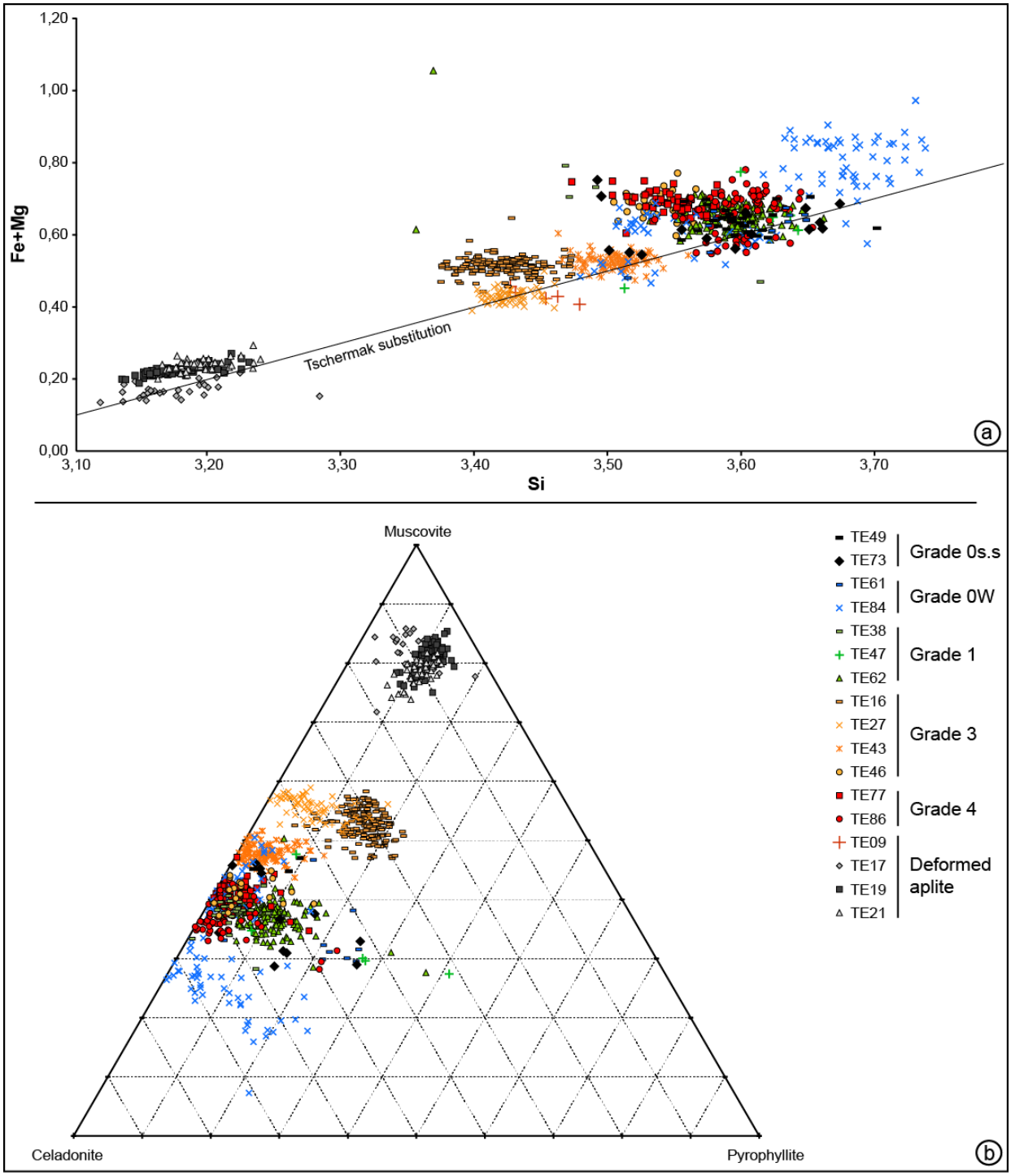


Figure 60 : Compositions chimiques de la phengite. *Elles sont triées en fonction des échantillons (forme des marqueurs) et des grades d'intensité de la déformation (couleur des marqueurs). a) Diagramme Si vs Fetot + Mg en a.p.f.u.. b) Diagramme ternaire Muscovite-Celadonite-Pyrrophyllite en %.*

L'échantillon TE84 montre un étalement de ses données avec des valeurs de Si compisses entre 3.50 et 3.75. Une explication possible de cet étalement sera expliquée en détail plus loin dans cette description. L'évolution des compositions chimiques observée cette fois au sein d'un même échantillon, montre qu'elles ne suivent pas forcement une substitution phengitique pure. C'est certes le cas pour les aplites (TE17, TE19, TE21), mais généralement pas pour les granites (restes des échantillons). Au contraire, les regroupements des échantillons montrent une tendance horizontale indiquant une variation de Si à quantité de Fe + Mg constante (Fig. 60a). Cette tendance indique une participation de la substitution pyrophyllitique (pole pur : $Al_2Si_4O10(OH)_2$). Ces observations sont confirmées par le diagramme ternaire celadonite-muscovite-pyrophyllite, dans lequel les données se projettent entre les pôles muscovite et celadonite d'un échantillon à un autre mais ou la répartition des données au sein d'un échantillon montre une tendance vers le pole pyrophyllite jusqu'à ~20-30 % (Fig. 60b).

L'évolution des compositions chimiques a également été étudiée à l'échelle de l'agrégat de phengite à l'aide des cartographies élémentaires. Les cartographies n'étant pas suffisamment sensibles aux variations en Si, les cartes montrées concernent l'Al, le Fe, le Mg et le K en fonction des cas. Les cartes concernant le Si n'ont donc pas été montrées, mais sa tendance est systématiquement anti-corrélée à celle de l'Al. Parmi les échantillons analysés à la microsonde électronique et au MEB (Table 1), il existe des échantillons qui ne montrent pas de variation chimique décelable à l'échelle de l'agrégat, même si différentes textures/structures existent. Cela concerne les échantillons TE77 (grade 4) (Fig. 61 a et b), TE09 (aplite ultramylonitique), TE38 (grade1), TE43 (grade 3) et TE47 (grade 1). L'échantillon qui montre le plus de variation en fonction des structures est le TE62 (grade 1). Les variations de composition sont marquées entre les cristaux situés dans la S_1 et ceux recristallisant dans la S_2. La S_2 est ainsi relativement enrichie en Al (Fig. 61c) et appauvrie en Fe (Fig. 61d) en Mg et en K (Fig. 61e). Cette variation est retrouvée par les analyses quantitatives (Fig. 61f). Elle marque une substitution des phengites depuis un pôle relativement enrichi en celadonite dans la S_1 vers un pôle relativement enrichi en muscovite et pyrophyllite dans la S_2.

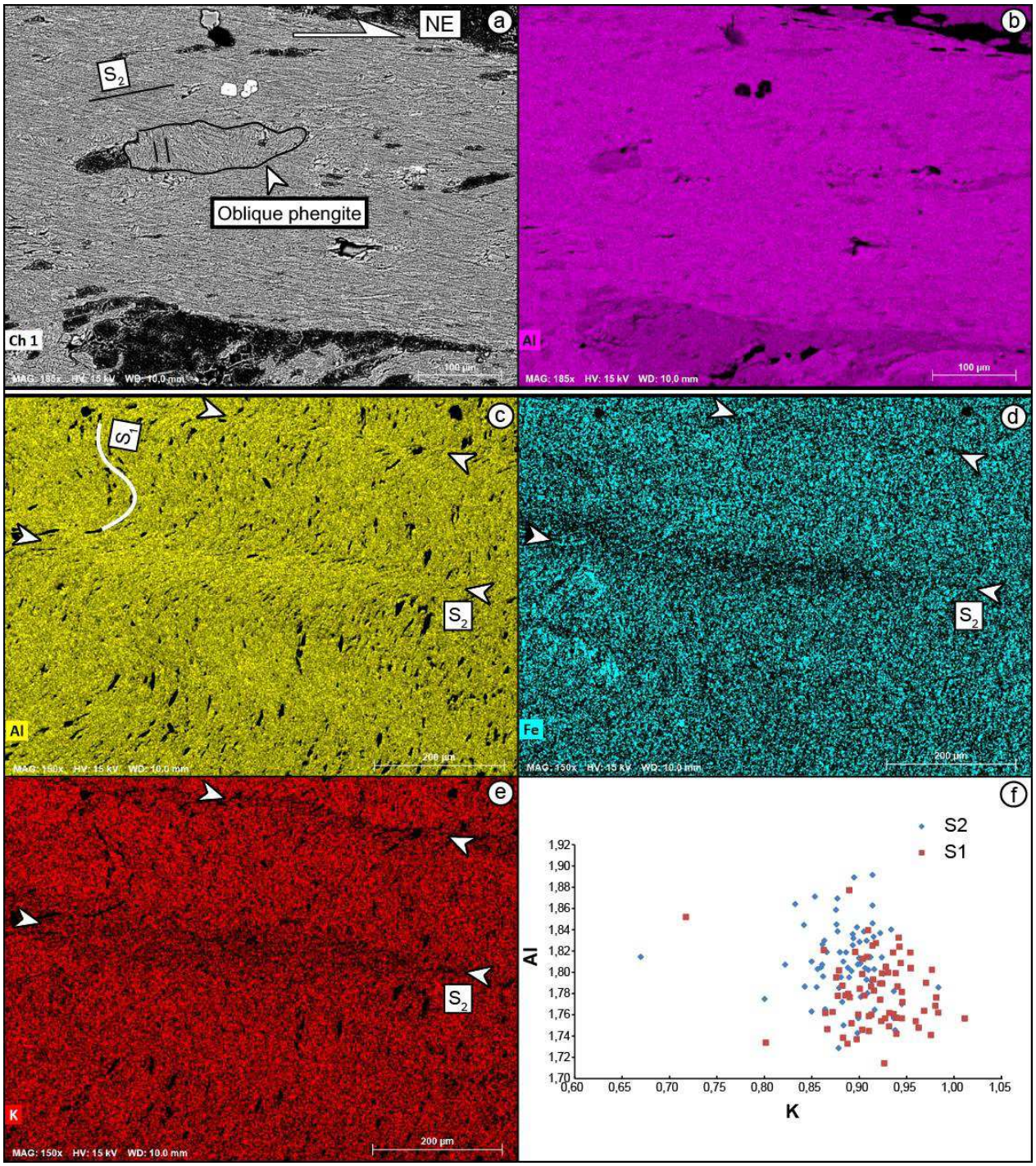


Figure 61 : Variation des compositions chimiques des phengites en fonction des textures à l'échelle de l'agrégat. *a et b) Pas de variation pour certains échantillons comme pour le TE77. c,d,e et f) S_2 relativement enrichie en Al et appauvrie en Fe et K par rapport à la S_1 dans l'échantillon TE62.*

En dehors de cet échantillon, les variations de compositions indiquent plutôt des zonations de croissance. Il existe alors des zonations cœur-bordure, qui ont été retrouvés dans l'échantillon TE61

(grade 0W). Ces zonations se voient déjà en BSE avec un cœur relativement sombre et une bordure claire (Fig. 62a). Elles se traduisent par en enrichissement en Fe et un appauvrissement en Al et Mg vers les bordures (respectivement Fig. 62b, c et d). Ces résultats indiquent que le Fe et le Mg n'ont pas forcément le même comportement à cette échelle, et qu'une substitution ferro-celadonite<>magnesio-celadonite existe également parmi les substitutions possibles. En dehors de cette zonation claire cœur-bordure, les zonations peuvent être de type « patchy », comme il a été retrouvé dans les échantillons TE41 et TE86 (respectivement Fig. 62e et 62f). Pour l'échantillon TE86, ces zonations se traduisent par un enrichissement relatif en Al dans les zones sombres en BSE et un appauvrissement relatif en Si, Fe et Mg dans les zones claires (voir coupe d'analyses ponctuelles dans la figure 62e) suivant une substitution phengitique.

L'échantillon montrant les plus fortes variations de composition chimique est l'échantillon TE84 (Fig. 60). Il a été prélevé à cheval entre le mur et le cœur d'une zone de cisaillement très localisée (Fig. 63a). Il existe ainsi 3 zones : la zone A correspond au mur de la zone de cisaillement (partie similaire à l'échantillon TE61) ; la zone B, plus enrichie en phengite, correspond à la transition entre le mur et le cœur (Fig. 63c) ; la zone C, encore plus enrichie en phengite et présentant des cristaux d'acmite (voir Maggi et al., 2012), correspond au cœur (Fig. 63b). Cette zone de cisaillement est légèrement reprise par la seconde phase de déformation D_2, comme le montre la présence de critères top-E grossiers (Fig. 63a) mais les roches enregistrent micro-texturalement parlant plutôt des processus de la première phase de déformation D_1, comme l'indiquent de nombreuses bandes de cisaillement top-W dans la zone C (Fig. 63b). Les compositions chimiques des phengites sont très dépendantes des trois zones avec une substitution phengitique de plus en plus marquée des murs vers le cœur de la zone de cisaillement (Fig. 63d). Des variations de compositions chimiques à l'échelle de l'agrégat de phengite sont retrouvées dans la zone B, entre des zones relativement enrichies en Al et Fe at appauvries en Si et Mg (Fig. 64).

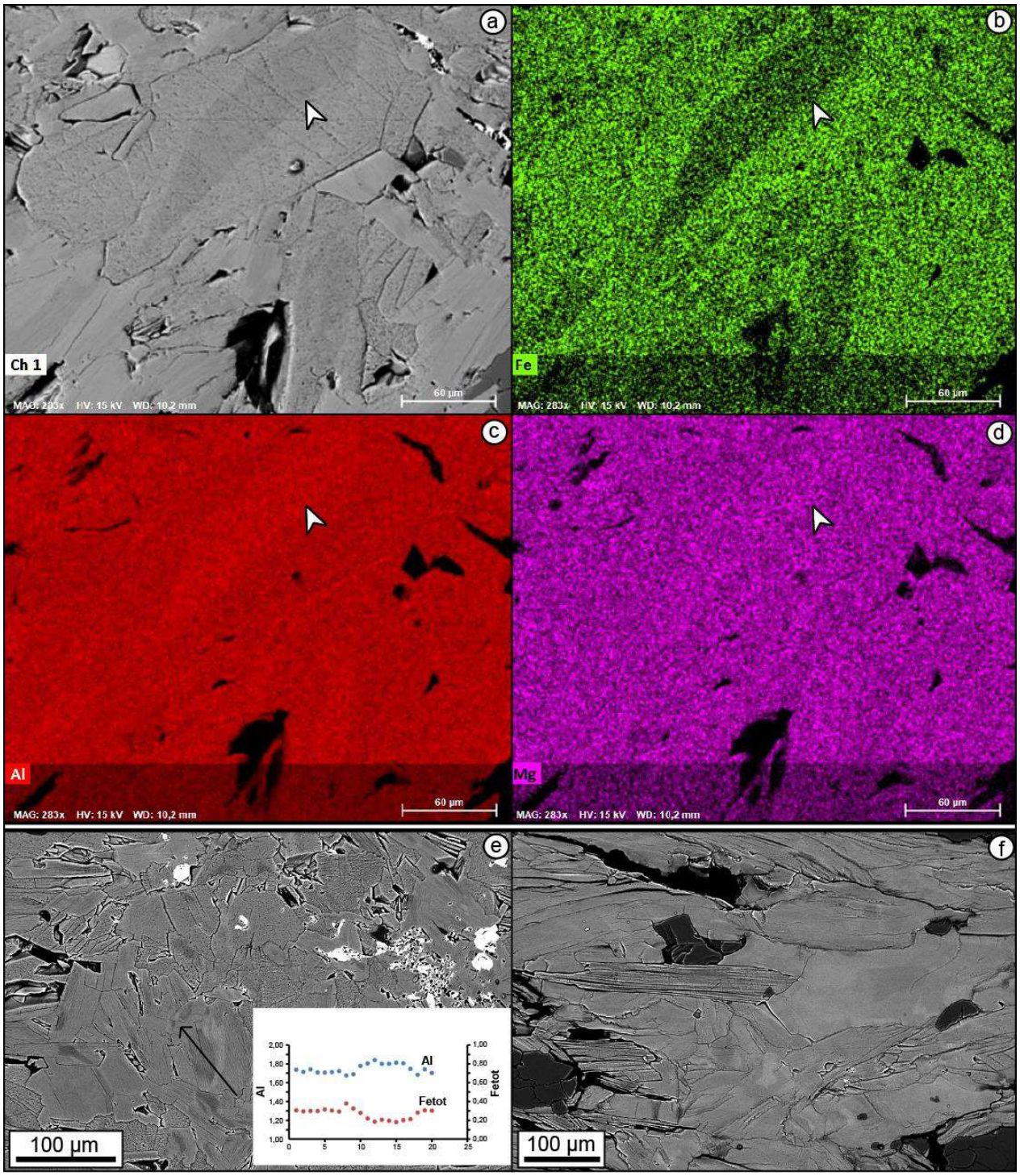


Figure 62 : Zonation chimique à l'échelle des agrégats de phengite. *a, b, c et d) Textures en cœur-bordure dans l'échantillon TE61 (grade 0W) avec un cœur relativement enrichi en Al et Mg et appauvri en Fe. e et f) Zonation « patchy » dans les échantillons TE86 et TE41 (grade 4). Voir texte pour plus d'explications.*

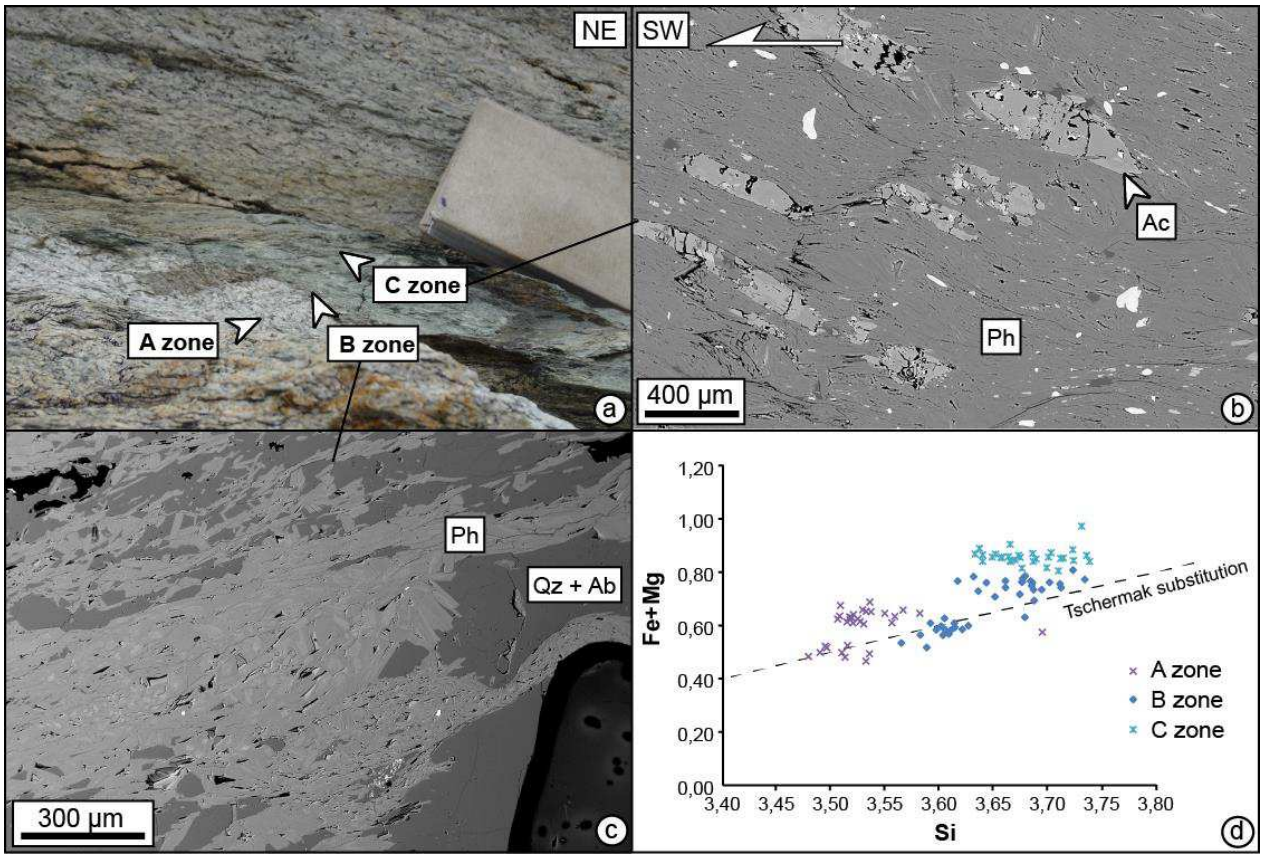


Figure 63 : Composition chimique des phengites dans l'échantillon TE84. *a) Photo d'affleurement de l'échantillon TE84, montrant une zone de cisaillement verte (phengite) au centre de l'image. L'échantillon possède trois types de zones, A, B et C depuis le mur jusqu'au cœur de la zone de cisaillement. b) Image MEB (BSE) de la zone C (cœur) montrant une roche enrichie en phengite, la présence d'acmite et une cinématique cisaillante top-SW. c) Image MEB (BSE) de la zone B, moyennement enrichie en phengite. d) Variations des compositions chimiques des phengites en fonction des différentes zones.*

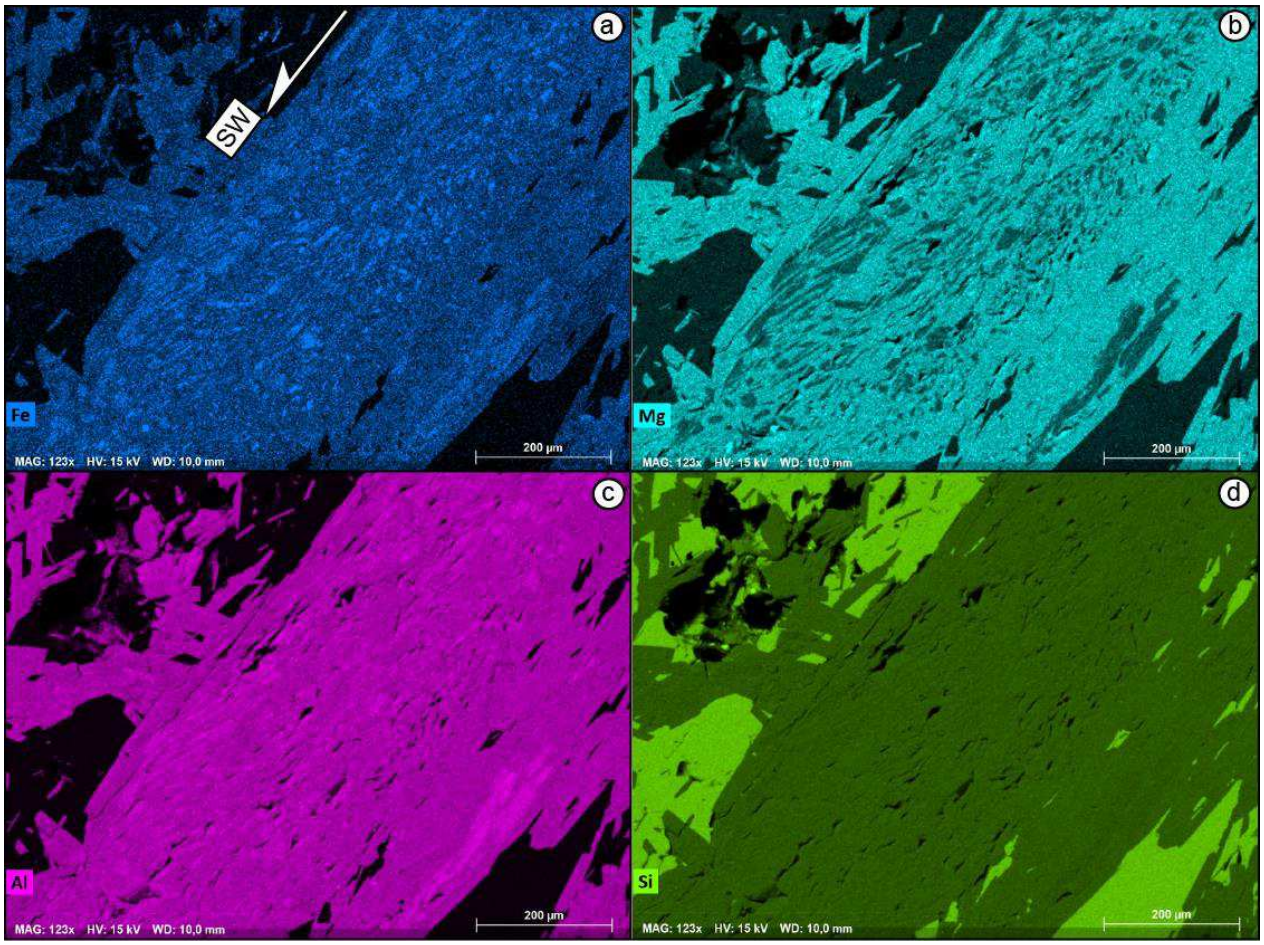


Figure 64 : Zonation chimique dans un agrégat de phengite de l'échantillon TE84 *(zone B) montrant des domaines dans lesquels sont enrichis le Fe et l'Al et des domaines dans lesquels sont enrichis le Mg et le Si.*

3.3 Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

3.3.1 Stratégie et échantillonnage

Des datations Ar/Ar (voir protocoles et conditions analytiques en annexe 3) ont été réalisées dans l'ETSZ le long des gradients d'intensité de la déformation à différentes échelles mis en évidence pendant les missions de terrain (voir article 3) (Fig. 65). Les échantillons ont été sélectionnés principalement dans le massif de granite du Mt Asto, dans le but de garder une nature de protolithe la plus constante possible, mis-à-part l'échantillon TE52, prélevé dans un petit massif de rhyolithe à Saleccia, et l'échantillon TE74, prélevé au nord-ouest de Santo-Pietro-di-Tenda,

dans la granodiorite de Casta. Il s'agit d'échantillons ne montrant pas d'altération importante, prélevés préférentiellement le long de route, le long de la côte ou dans de petites excavations. L'échantillonnage s'organise principalement en trois cibles (Fig. 65). La première concerne un affleurement de la plage du Loto, sur lequel a été prélevé un granite du grade 4 (TE77) ainsi que l'aplite ultramylonitique (TE09). La seconde concerne une petite coupe le long de la Punta di Cepo sur laquelle ont été prélevés un échantillon du grade 1 (TE47) à la base de l'ETSZ et un échantillon du grade 3 dans son cœur (TE43). La troisième cible concerne une coupe le long de la route principale, sur laquelle de multiples échantillons ont été prélevés. Cette dernière cible est subdivisée en trois parties pour la présentation des résultats. Une première montrant les âges obtenus pour les échantillons prélevés au plus bas et au plus haut de la structure de la coupe, appartenant respectivement au grade 1 (TE62 et TE38) et au grade 4 (TE86). Le seconde partie concerne les résultats obtenus pour des échantillons moyennement déformés (TE59 ; grade 2) et fortement déformés (TE41 ; grade 4) au centre de la coupe. La troisième partie concerne des échantillons de la première phase de déformation (grade 0W ; TE84 (dont les trois différentes zones (A, B et C) de la zone de cisaillement présentée dans la section précédente) et TE61) prélevés vers le bas de la structure.

Les datations par la méthode de chauffage par paliers (step-heating*)* ont été réalisées sur population provenant d'agrégats de phengite prélevés directement sur les échantillons, dans le but d'assurer au mieux le contrôle textural des phengites analysées. Trois différents échantillons de différent grades (TE84, grade 0W ; TE62, grade 1 et TE77, grade 4) ont également fait les objets de datations *in situ.* Les résultats des datations par les méthodes step-heating et *in situ* sont présentés séparément dans les sous-sections suivantes.

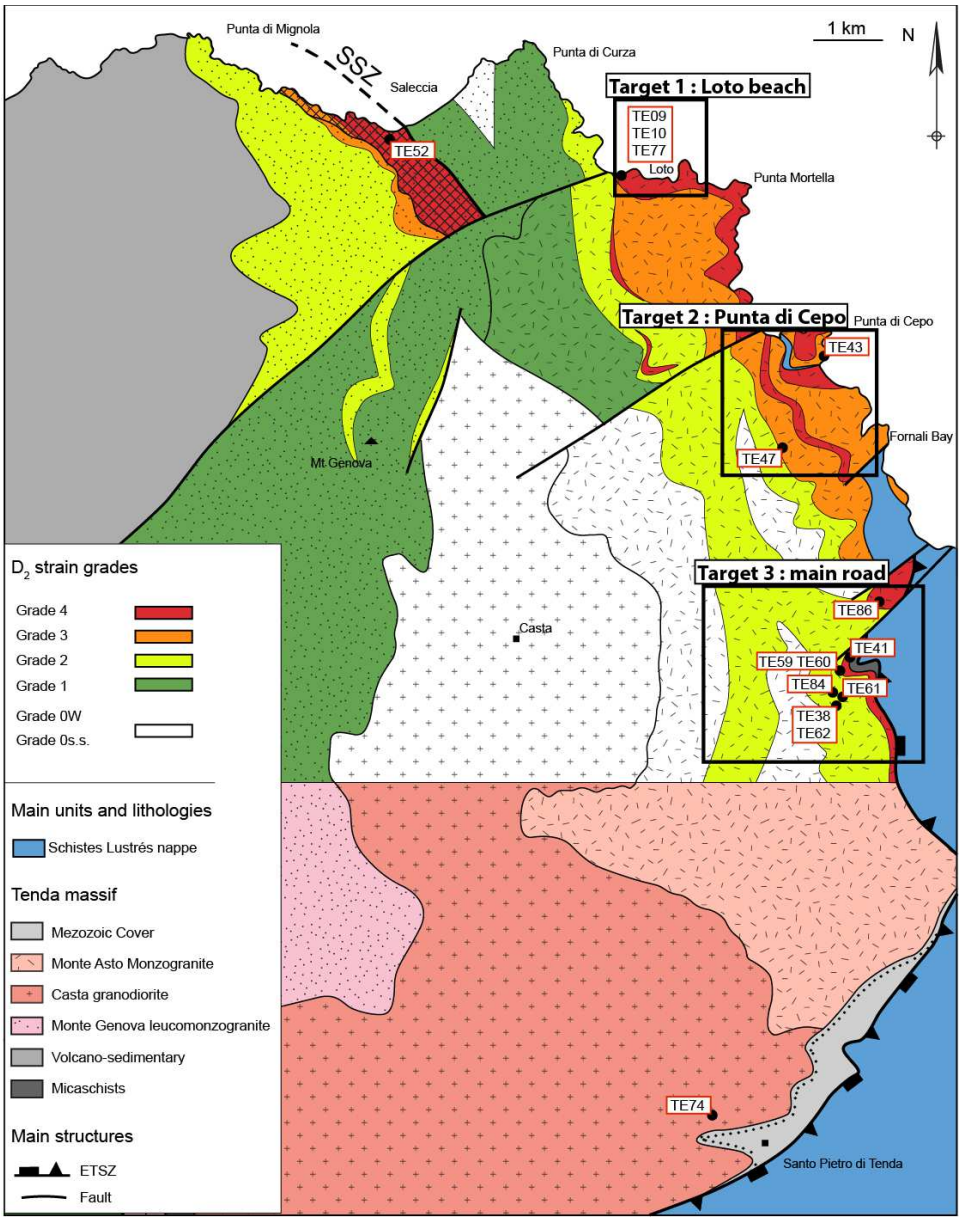


Figure 65 : Position des échantillons retenus pour les datations Ar/Ar.

Les résultats sont associés au nom des échantillons et également au numéro des analyses correspondantes sous la forme N(n° analyse).MS(n° spectromètre de masse) (exemple : N254.MS2 : analyse numéro 254 réalisée sur le spectromètre numéro 2). Les datations en step-heating ont toutes été réalisées sur le spectromètre 2 (MS2) alors que toutes les analyses *in situ* ont été réalisées sur le spectromètre 1 (MS1). La quantité de Si moyenne par échantillon et le X_{Mg} sont donnés dans les figures pour les échantillons analysés à la microsonde électronique. Toutes les données sont données avec une erreur à 1σ.

3.3.2 Résultats des datations en *step-heating*

3.3.2.1 Commentaire sur l'évolution des différents rapports isotopiques au cours du dégazage et sur la reproductibilité des données.

Par économie de place dans les figures, les spectres d'âges sont présentés seuls, de manière dissociée de l'évolution des autres rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$. Pour pouvoir les comparer les uns avec les autres, les spectres ont été mis à la même échelle entre 20 et 45 Ma (ou jusqu'aux âges les plus vieux pour quelques échantillons). Les spectres complets avec les autres rapports isotopiques sont cependant présents en annexe 7. Le lecteur est invité à les consulter sur ces annexes pour une lecture plus fine à une échelle adaptée à chaque spectre (ajustement automatique de l'échelle). L'étude de l'évolution des différents rapports au cours du dégazage montre des systématiques qui permettent d'interpréter des formes de spectres perturbés qui vont donc être décrites à ce niveau de présentation des résultats (Fig. 66). Les spectres d'âges montrent tous une allure en perte avec des âges apparents plus jeunes aux températures d'extraction basses et inversement pour les températures d'extraction plus élevées (Fig. 66a et 66b), ou encore une allure en cloche où l'âge apparent montre en plus un rajeunissement à la toute fin du dégazage (Fig. 66c et 66d). L'évolution de l'âge apparent est systématiquement anti-corrélée avec celle du rapport $^{36}Ar/^{39}Ar$ (et dans de rares cas le rapport $^{38}Ar/^{39}Ar$) qui diminue au cours du dégazage pour les spectres d'âge d'allure en perte (Fig. 66) et en plus augmente à la fin du dégazage pour les spectres d'allure en cloche (Fig. 66b et 66d). Le rapport $^{37}Ar/^{39}Ar$ reste constant au cours des analyses mis-à-part pour certains échantillons pour lesquels il augmente à la température d'extraction la plus forte (dernier palier) de manière corrélée aux autres rapports et à l'âge apparent. Il est à noter que l'évolution du rapport $^{37}Ar/^{39}Ar$ est corrélée à celle de l'âge apparent tout au long du dégazage pour l'échantillon TE74 (Fig. 66d). Cet échantillon présente des veines de carbonates associées à une déformation cassante.

Au total, l'anti-corrélation entre l'âge apparent et le rapport $^{36}Ar/^{39}Ar$ au cours du dégazage indique qu'au moins deux réservoirs d'argon sont sollicités au cours des analyses. Un premier réservoir donne des âges apparents relativement jeunes et est associé à une composante relativement forte en argon atmosphérique.

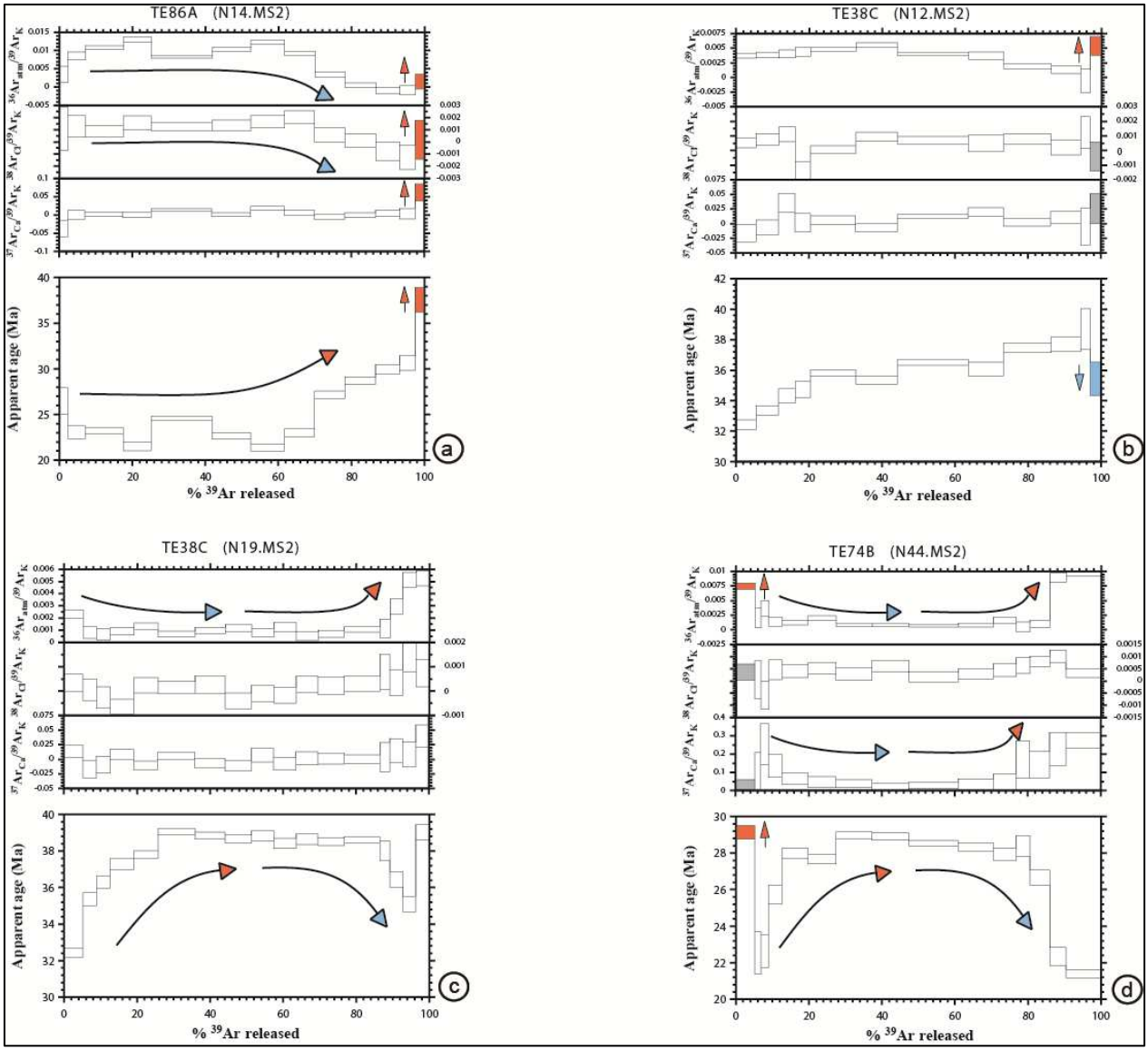


Figure 66 : Systématique de l'évolution des spectres d'âge et des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ au cours du dégazage. *Est pris en compte l'exemple de quatre analyses complètes en step-heating. Les allures en perte ou en cloche et l'anti-corrélation entre l'âge apparent et le rapport $^{36}Ar/^{39}Ar$ sont interprétées comme la sollicitation de plusieurs réservoirs d'argon pouvant produire des mélanges.*

Un second réservoir donne des âges apparents relativement vieux et est associé à une contamination moins forte en argon atmosphérique. Le premier réservoir semble dégazer préférentiellement aux températures d'extraction les plus faibles et inversement pour le second réservoir, donnant alors l'allure en perte du spectre d'âge. L'existence de spectres en cloche montre cependant que ce comportement n'est pas systématique et que les différents réservoirs sont susceptibles d'être sollicités de manière très différente selon les échantillons, indiquant très probablement des

mécanismes de mélanges. L'augmentation de l'âge à la température d'extraction la plus haute (dernier palier) associée à l'augmentation de tous les autres rapports (Fig. 66a) est interprétée comme reliée à la sollicitation d'autres phases que la phengite qui dégazent à forte température.

A partir d'un même agrégat de 1 à 4 mm de phengite, deux analyses ont pu être effectuées pour certains échantillons dans le but d'étudier les différences d'âges à cette échelle, à tous autres paramètres fixes (Fig. 67). Les différents spectres obtenus pour un même agrégat se ressemblent en forme mais montrent des différences d'âges jusqu' à 4 Ma pour une même quantité d'^{39}Ar extrait. Cette observation indique que les différents réservoirs sollicités à un moment donné du dégazage peuvent être en proportion très variable à l'échelle de ~0.5 cm.

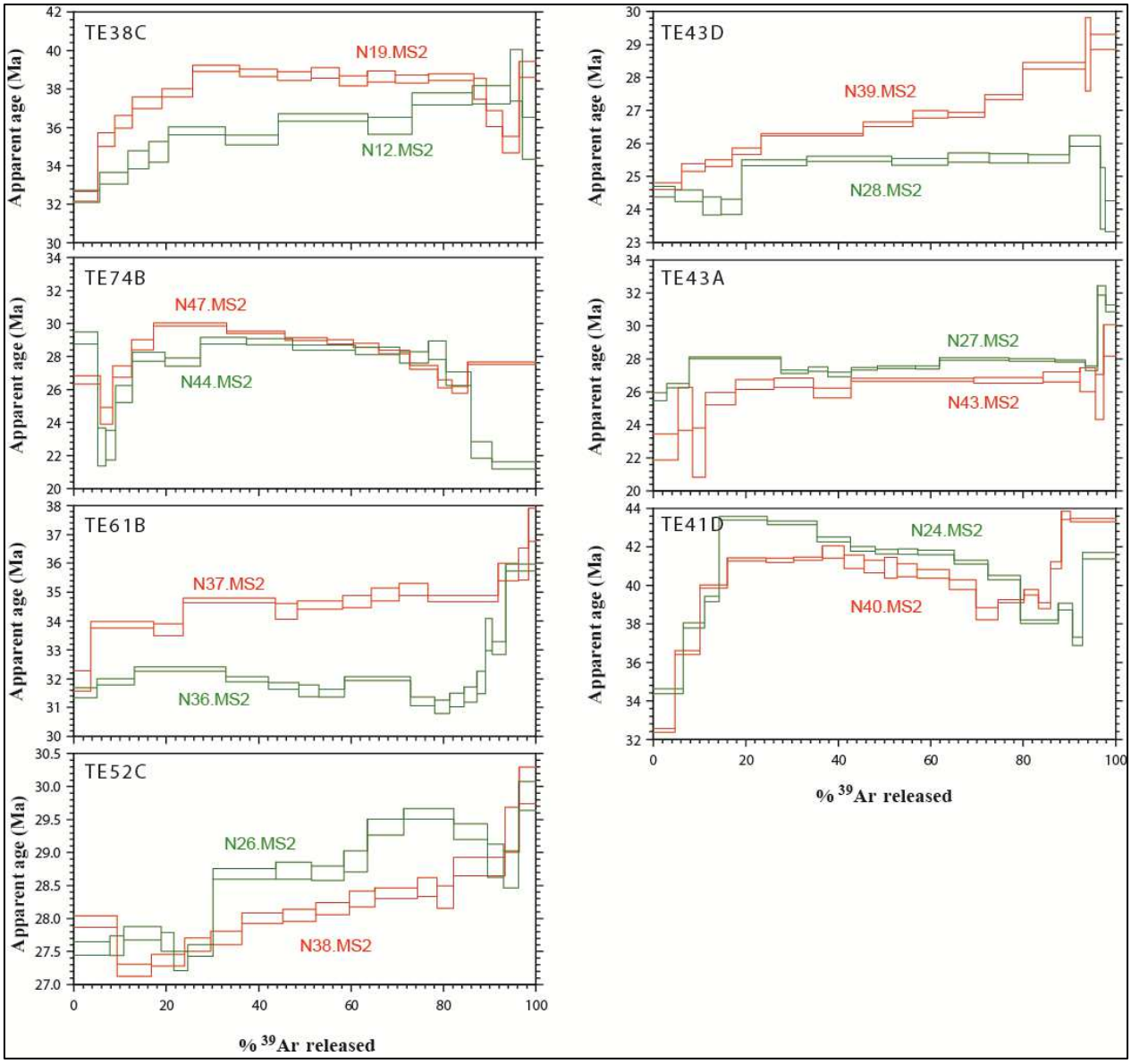


Figure 67 : Reproductibilité des données pour un même agrégat de phengite. *Les différents spectres montrent des géométries généralement reproductibles mais des différences d'âges jusqu'à 4Ma pour un avancement dans le dégazage comparable.*

3.3.2.2 Présentation des résultats

Les résultats vont être présentés dans l'ordre annoncé dans la sous-section portant sur la stratégie d'échantillonnage. Au total, les 441 âges des paliers (incréments de température) s'étalent entre 21.41 ± 0.23 et 58.83 ± 3.48 Ma, sans tenir compte d'un palier significativement plus jeune que l'ensemble des données à 13.67 ± 0.54. La valeur des barres d'erreur ne sont pas corrélées aux

âges obtenus montrant qu'elles ne sont pas affectées par un signal trop faible des différents isotopes mesurés. Elles s'étalent entre 0.04 et 14.44 Ma. Elles sont pour plus de la moitié des paliers inferieures à 1% de l'âge. Seules 3% des analyses ont des barres d'erreur supérieures à 10% de l'âge.

3.3.2.3 Cible 1 : Secteur du Loto

L'affleurement sélectionné sur la plage du Loto (Fig. 65) est constitué du granite du Mt Asto montrant une déformation de grade 4 et d'une aplite ultramylonitique qui concentre la déformation (Fig. 68a). Un échantillon a été prélevé dans chacune de ces lithologies, respectivement TE77 et TE09. Pour les deux échantillons, les agrégats de phengite prélevés proviennent d'une S_2 complétement transposée dans le cisaillement top-NE (Fig. 68b et 68c). La première analyse de l'échantillon TE77 (TE77C ; N30.MS2) montre un spectre de type perte (Fig. 68d). L'âge apparent au premier palier est de 29.80 ± 0.13 Ma et diminue à 28.16 ± 0.10 Ma au second palier. Il augmente ensuite progressivement jusqu'à ~30-31 Ma à 85 % d'^{39}Ar dégazé puis jusqu'entre ~35-39 Ma pour la fin du dégazage (3 paliers). L'âge total est de 30.80 ± 0.13 Ma. La seconde analyse, effectuée sur le même agrégat (TE77C ; N48.MS2) est assez comparable à la première bien que 1-2 Ma plus jeune (Fig. 68d). L'âge apparent au premier palier est de 27.57 ± 0.29 Ma et diminue à 26.16 ± 0.45 Ma au second. Il augmente ensuite progressivement jusqu'à la fin du dégazage à 31.17 ± 0.14 Ma. L'âge total est de 29.27 ± 0.13 Ma.

La première analyse de l'échantillon TE09 (TE09A ; N21.MS2) montre un spectre relativement plus perturbé et globalement en perte (Fig. 68d). L'âge apparent au premier palier est de 22.73 ± 0.07 Ma. Il augmente progressivement mais de manière perturbée jusqu'à ~29 Ma pour ~95 % d'^{39}Ar dégazé. Le dernier palier est significativement plus vieux à 34.76 ± 0.10 Ma. L'âge total est de 25.72 ± 0.11 Ma. La seconde analyse, effectuée sur un autre agrégat mais sur une structure similaire (TE09y ; N42.MS2), est moins perturbée et relativement homogène (Fig. 68d). L'âge apparent au premier palier est de 21.46 ± 0.41 Ma. Il augmente significativement au second palier à 26.66 ± 0.60 Ma et reste globalement stable autour de 26-27 Ma jusqu'à 85 % d'^{39}Ar dégazé. Le dernier palier est à 28.21 ± 0.05 Ma. L'âge total est de 26.77 ± 0.14 Ma.

Au total l'âge apparent est significativement plus jeune pour l'aplite ultramylonitique TE09 que pour le granite de grade 4 TE77. Ceci est notamment bien visible en comparant les âges totaux, séparés de ~4 Ma.

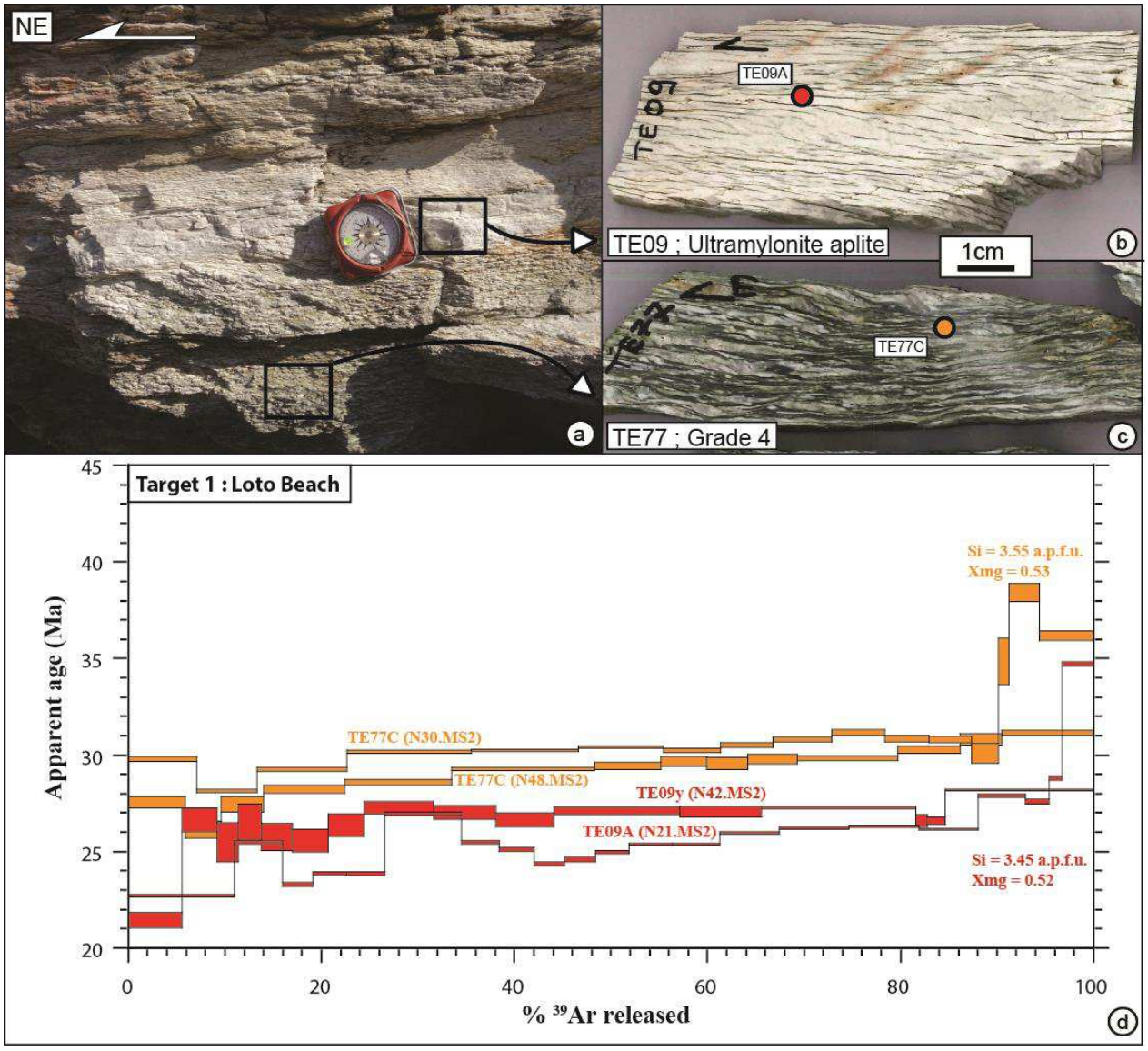


Figure 68 : Résultats des datations réalisées sur la cible 1 : la plage du Loto (voir Fig. 65). *a) Photo d'affleurement montrant le granite de grade 4 et l'aplite ultramylonitique. b et c) Photos respectives des échantillons TE77 et TE09 et positions des agrégats analysés. Les couleurs des points de position correspondent à celles des spectres d'âge présentés dans l'insert d.*

3.3.2.4 Cible 2 : Coupe de la Punta di Cepo

La coupe de la Punta di cepo (Fig. 65) montre un gradient d'intensité de la déformation vers l'est depuis des faciès dans lesquels la S_1 est simplement plissée (grade 1) jusqu'à une alternance de facies du grade 3 et 4 au cœur de l'ETSZ, et ce en 300 m mesurés perpendiculairement à la

foliation (Fig. 69a). Un échantillon a été prélevé à chaque extrémité de la coupe, respectivement TE47 et TE43 (Fig. 69b et 69c).

Concernant l'échantillon TE43 du cœur de l'ETSZ, les agrégats de phengite ont été prélevés dans des zones plus ou moins déformées (Fig. 69b) :

Trois analyses ont été effectuées dans les zones les moins déformées dans des agrégats prélevés sur le plan de crénulation S_2 de deux zones différentes. Dans la première zone (TE43A), deux analyses ont été réalisées sur un même agrégat (Fig. 69b). La première analyse (TE43A ; N27.MS2) montre un spectre globalement en perte (Fig. 69d). L'âge apparent au premier palier est de 25.72 ± 0.24 Ma. Il augmente progressivement à 28.07 ± 0.06 Ma vers 26 % d'^{39}Ar dégazé (troisième palier) et diminue ensuite à 27.24 ± 0.10 Ma, âge apparent qui reste stable jusqu'à 60 % d'^{39}Ar dégazé. Il augmente ensuite à 28.00 ± 0.08 Ma, valeur qui reste stable jusqu'à la fin du dégazage mis-à-part le dernier palier significativement plus vieux à 31.08 ± 0.22 Ma. L'âge total est de 27.77 ± 0.12 Ma. La seconde analyse dans cet agrégat (TE43A ; N43.MS2) montre également un spectre de type perte qui est globalement plus jeune de 2-3 Ma (Fig. 69d). L'âge apparent au premier palier est de 22.67 ± 0.80 Ma. Il augmente progressivement vers 26-27 Ma à 40-45 % d'^{39}Ar dégazé et reste stable jusqu'à la fin du dégazage, mis-à-part le dernier palier à 29.13 ± 0.94 Ma. L'âge total est de 26.23 ± 0.15 Ma. Dans la seconde zone relativement peu déformée (TE43B), une analyse a été effectuée (Fig. 69b ; TE43B ; N45.MS2). Elle montre un spectre de type perte comprenant 5 parties qui se différencient (Fig. 69d). La première est représentée par le premier palier à 25.98 ± 0.18 Ma. La seconde est représentée par un âge apparent stable entre 10 et 60 % d'^{39}Ar dégazé à ~27-27.5 Ma. La troisième est représentée par un âge apparent stable entre 60 et 80 % d'^{39}Ar dégazé à ~27.5-28 Ma. La quatrième est représentée par un âge apparent stable entre 80 et 95 % d'^{39}Ar dégazé à ~28.5 Ma. La cinquième est représentée par le dernier palier significativement plus vieux à 30.76 ± 0.09 Ma. L'âge total est de 27.59 ± 0.13 Ma.

Une analyse a été effectuée sur une bande de cisaillement top-NE localisée (Fig. 69b ; TE43C ; N46.MS2). Elle montre un spectre avec un profil en cloche (Fig. 69d). L'âge apparent au premier palier est de 25.30 ± 0.26 Ma. Il augmente progressivement jusqu'à 27.71 ± 0.10 Ma à ~92 % d'^{39}Ar dégazé. Il diminue ensuite progressivement (3 paliers) jusqu'à atteindre 22.96 ± 0.27 Ma au dernier palier. L'âge total est de 26.85 ± 0.12 Ma.

Deux analyses ont été effectuées sur un même agrégat provenant d'une zone épaisse (~1cm)

particulièrement déformée dans laquelle la S_2 est complètement transposée dans le cisaillement top-NE (Fig. 69b ; TE43D). La première analyse (TE43D ; N28.MS2) montre un spectre avec un profil en cloche (Fig. 69d). L'âge apparent au premier palier est de 24.54 ± 0.16 Ma. Il est stable jusqu'à ~20 % d'^{39}Ar dégazé et augmente directement à ~25.5 Ma, âge qui restera stable jusqu'à 90 % d'^{39}Ar dégazé. L'âge apparent augmente alors à 26.08 ± 0.16 Ma avant de diminuer à travers les deux derniers paliers jusqu'à 23.80 ± 0.11 Ma. L'âge total est de 25.26 ± 0.11 Ma. La seconde analyse (TE43D ; N39.MS2) montre un spectre avec un profil en perte (Fig. 69d). L'âge apparent au premier palier est de 24.71 ± 0.10 Ma et augmente progressivement jusqu'au dernier palier à 29.08 ± 0.23 Ma. L'âge total est de 26.73 ± 0.11 Ma.

Au total les différences d'âge sur cet échantillon entre les différentes zones prélevées ne sont pas très significatives. Une seule analyse de la zone fortement déformée (TE43D ; N28.MS2) sort légèrement du lot, sur laquelle l'âge total est relativement plus bas que les autres.

Concernant l'échantillon TE47, l'agrégat de phengite a été prélevé dans la S_1 plissée (Fig. 69c). Une seule analyse a été effectuée (TE47B ; N20.MS2). Elle montre globalement un profil de type perte (Fig. 69d). L'âge apparent au premier palier est de 33.25 ± 0.27 Ma et diminue directement au second palier à 31.06 ± 0.33 Ma. Il augmente ensuite progressivement jusqu'à ~35.5-36 Ma à 25 % d'^{39}Ar dégazé et reste stable jusqu'à la fin du dégazage, mis-à-part le dernier palier à 36.73 ± 0.15 Ma. L'âge total est de 35.28 ± 0.15 Ma.

Au total, cette coupe montre une différence d'âge significative de ~10 Ma entre l'échantillon peu déformé (grade 1) prélevé loin du l'ETSZ et l'échantillon prélevé en son cœur (grade 4) qui a fourni un âge plus jeune.

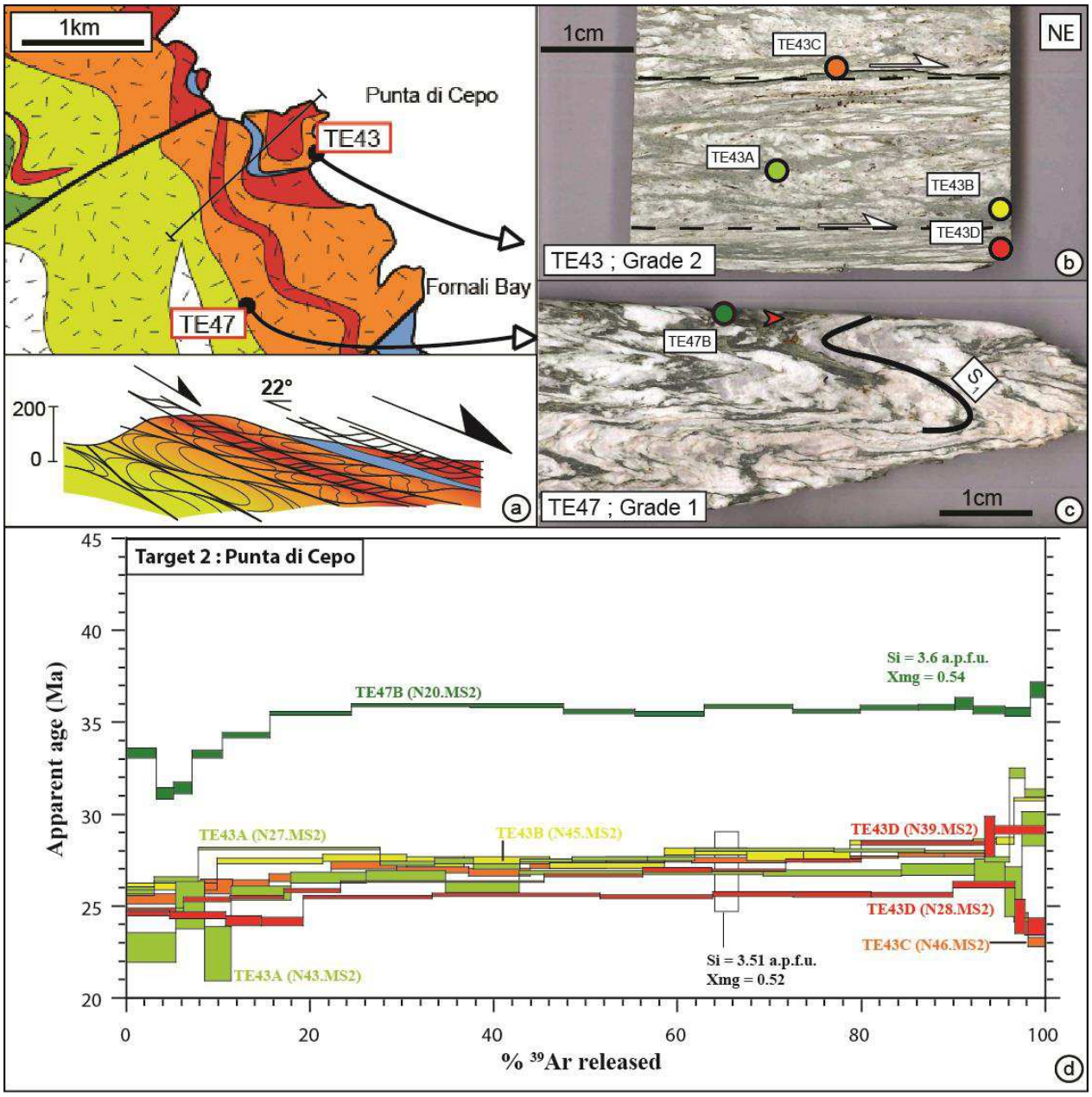


Figure 69 : Résultats des datations réalisées sur la cible 2 : la coupe de la Punta di Cepo (voir Fig. 65). *a) Carte et coupe à travers le gradient d'intensité de la déformation. b et c) Photos respectives des échantillons TE43 (grade 3) et TE47 (grade 1) prélevés aux extrémités de la coupe et positions des agrégats analysés. Les couleurs des points de position correspondent à celles des spectres d'âge présentés dans l'insert d.*

3.3.2.5 Cible 3 : Coupe de la route principale ; analyses aux deux extrémités structurales de la coupe

La coupe le long de la route de Saint Florent à Casta (voir Fig. 65) montre une transition vers l'est de structures dominées principalement par du cisaillement top-SW attribué à la phase D_1 vers des structures attribuées à la phase D_2 (S_2 de crénulation et cisaillement top-NE) (Fig. 70a). Ces dernières structures décrivent un gradient d'intensité de la déformation vers l'est depuis le grade 1 vers le grade 4 qui est localisée sous le contact supérieur (contact avec les Schistes Lustrés). Cette section présente les résultats obtenus sur trois échantillons prélevés aux deux extrémités structurales de la coupe. Ils concernent les échantillons TE62 et TE38 prélevés structuralement au bas de la coupe (même affleurement) et caractérisés par une intensité de déformation faible (grade 1) (Fig. 70b), ainsi que l'échantillon TE86, prélevé non pas sur la coupe de la route mais ~1 km plus au nord-est (voir Fig. 65) dans une zone caractérisée par un grade d'intensité de la déformation (grade 4 ; Fig. 70c) équivalent à celui trouvé au plus haut de la coupe de la route. Les agrégats de phengite analysés ont été prélevés sur la S_1 plissée pour les échantillons du grade 1 (TE62 et TE38) et dans la S_2 transposée dans le cisaillement top-NE pour l'échantillon du grade 4 (TE86).

Concernant l'échantillon TE38, deux analyses ont été effectuées sur le même agrégat (TE38C). La première (TE38C ; N12.MS2) montre un spectre avec globalement un profil en perte (Fig. 70d). L'âge apparent au premier palier est de 32.42 ± 0.32 Ma. Il augmente progressivement jusqu'à 38.72 ± 1.34 Ma à 95 % d'^{39}Ar dégazé puis diminue au dernier palier à 35.44 ± 1.09 Ma. L'âge total est de 35.92 ± 0.18 Ma. La seconde analyse (TE38C ; N19.MS2) montre globalement un spectre avec un profil en cloche (Fig. 70d). L'âge apparent au premier palier est de 32.43 ± 0.25 Ma. Il augmente progressivement jusqu'à 39.08 ± 0.16 Ma à 25-30 % d'^{39}Ar dégazé et reste stable jusqu'à 90 % d'^{39}Ar dégazé. L'âge apparent diminue ensuite en deux paliers jusqu'à 35.11 ± 0.43 Ma pour remonter au dernier palier à 39.03 ± 0.42 Ma. L'âge total est de 37.82 ± 0.17 Ma.

Concernant l'échantillon TE62, une analyse a été effectuée (TE62B ; N49.MS2). Elle montre un spectre présentant un profil en perte (Fig. 70d). L'âge apparent au premier palier est de 36.20 ± 0.24 Ma. Il diminue au second palier à 34.30 ± 0.48 Ma puis augmente progressivement jusqu'à ~38 Ma à ~60 % d'^{39}Ar dégazé. Le palier suivant est plus vieux à 39.95 ± 0.08 Ma. L'âge apparent diminue ensuite en deux paliers jusqu'à 36.89 ± 0.29 Ma pour ré-augmenter au dernier à 36.60 ± 0.16 Ma. L'âge total est de 38.60 ± 0.16 Ma.

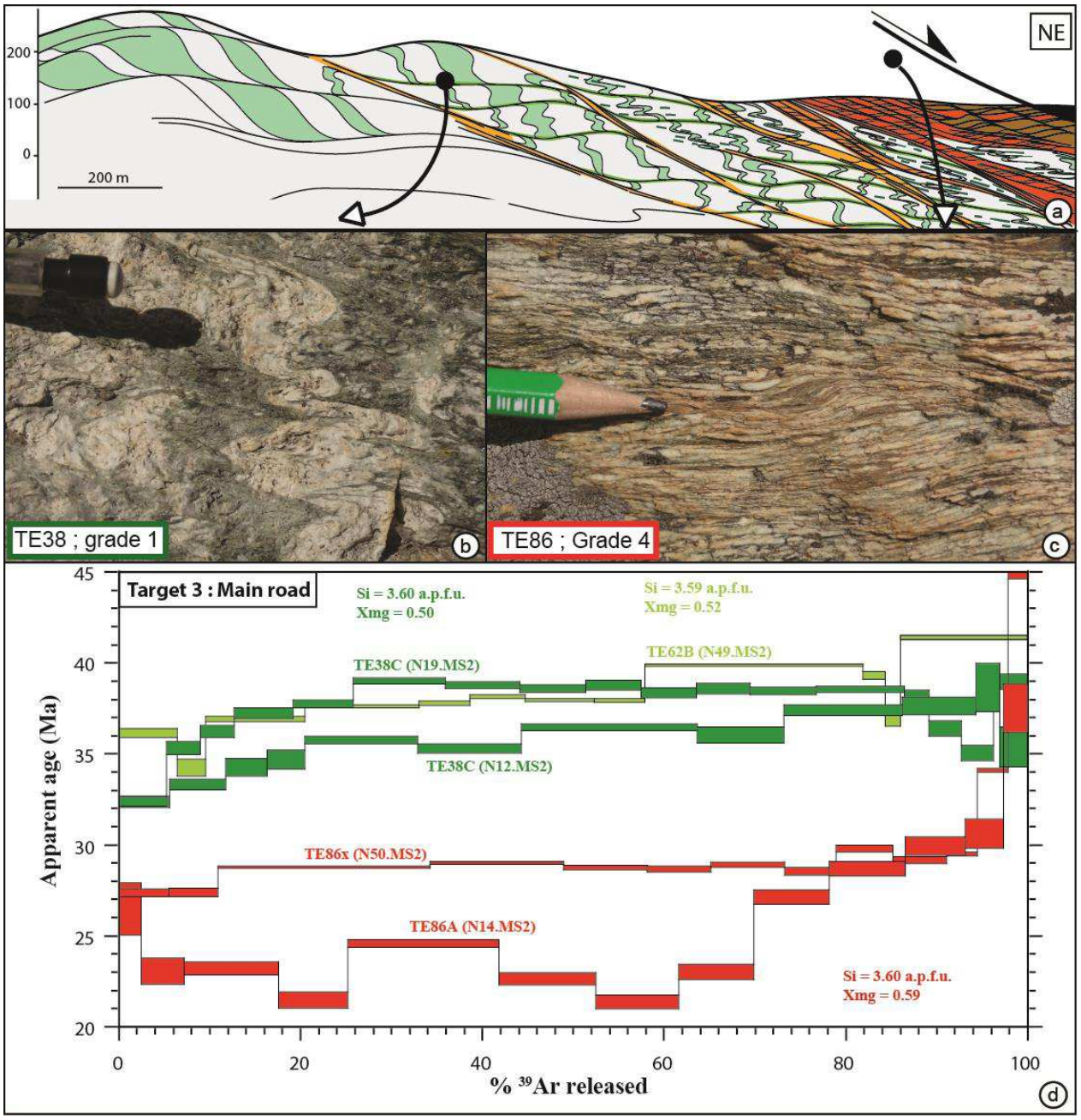


Figure 70 : Résultats des datations réalisées sur la cible 3 : la coupe de la route principale et les échantillons prélevés aux extrémités structurales de la coupe (voir Fig. 65). *a) Coupe à travers le gradient d'intensité de la déformation. b et c) Photos respectives des échantillons TE38 (grade 1) et TE86 (grade 1) prélevés aux extrémités de la coupe (l'échantillon TE86 n'a pas été prélevé exactement sur la coupe mais à ~1km au nord-est). Les couleurs de l'encadré du nom des échantillons (b et c) correspondent à celles des spectres d'âge présentés dans l'insert d.*

Concernant l'échantillon TE86, deux agrégats prélevés à différents endroits ont été analysés. La première analyse (TE86A ; N14.MS2) donne un spectre très perturbé (Fig. 70d). L'âge apparent au premier palier est de 26.51 ± 1.45 Ma. Il diminue au second palier à 23.07 ± 0.72 Ma.

Le spectre est ensuite très perturbé de 5 à 70 % d'^{39}Ar dégazé. La moyenne des âges des paliers sur ces étapes de dégazage est de 22.79 Ma. L'âge apparent augmente ensuite progressivement en 4 paliers jusqu'à ~31 Ma puis à 37.59 ± 1.33 Ma au dernier palier. L'âge total est de 25.07 ± 0.16 Ma. La seconde analyse (TE86x ; N50.MS2) aboutit à un spectre moins perturbé (Fig. 70d). L'âge apparent au premier palier est de 27.39 ± 0.22 Ma et est stable au second palier. Le troisième palier (à 10 % d'^{39}Ar dégazé) est à 28.82 ± 0.06 Ma, âge restant stable jusqu'à 80 % d'^{39}Ar dégazé. L'âge apparent augmente ensuite vers 29-30 Ma sur 3 paliers (jusqu'à 95 % d'^{39}Ar dégazé), puis jusqu'à 44.91 ± 0.18 Ma au dernier palier. L'âge total est de 29.32 ± 0.12 Ma.

Au total, il existe encore une différence d'âge significative (~10 Ma) entre les échantillons prélevés relativement loin de l'ETSZ (TE62 et TE38) et ceux prélevés en son cœur, plus jeunes (TE86).

3.3.2.6 Cible 3 : Coupe de la route principale ; Echantillons affectés par la phase D_2

Cette section présente les résultats obtenus sur deux échantillons prélevés structuralement dans le haut de la coupe de la route principale. Ils concernent l'échantillon TE59 (grade 2), qui montre une S_1 plissée, une S_2 de crénulation et quelques bandes de cisaillement localisées, et l'échantillon TE41 (grade 4) qui montre une transposition de la S_2 dans le cisaillement top-NE (Fig. 71b et 71c). Ils ont été prélevés respectivement vers le milieu de la coupe et sous le contact supérieur (Fig. 71a).

Concernant l'échantillon TE59, deux agrégats ont été analysés séparément. Le premier (TE59B ; N17.MS2) a été prélevé dans la S_1 plissée (Fig. 71b). L'analyse aboutit à un spectre aux barres d'erreurs importantes (± 2 à 15 Ma) (Fig. 71d). Il apparait trois domaines sur le spectre. Le premier est représenté par un âge stable en tenant compte des barres d'erreur depuis le premier palier à 35.99 ± 3.58 Ma et ce jusqu'à 60 % d'^{39}Ar dégazé. Le second domaine est représenté par un âge apparent autour de 23-24 Ma jusqu'à 65-70 % d'^{39}Ar dégazé. Le troisième est représenté par un âge apparent autour de 40-45 Ma jusqu'à 95 % d'^{39}Ar dégazé. Le dernier palier est à 58.83 ± 0.88 Ma. L'âge total est de 35.84 ± 0.88 Ma. La seconde analyse a été réalisée à partir d'un agrégat prélevé sur une bande de cisaillement top-NE (TE59A ; N18.MS2 ; Fig. 71b). Elle aboutit à un spectre aux barres d'erreur plus faibles (Fig. 71d), qui peut également être divisé en trois

parties. La première est représentée par le premier palier à 13.67 ± 0.54 Ma, âge significativement jeune par comparaison à l'ensemble des âges obtenus sur le Tende. La seconde est représentée par un âge apparent à ~30 Ma stable de 5 à 20 % d'^{39}Ar dégazé. La troisième s'établie jusqu'à la fin du dégazage et est associée par une stabilité globale de l'âge bien que le spectre soit relativement perturbé, en particulier à la fin de l'analyse. L'âge moyen des paliers sur cette partie est de ~46 Ma. L'âge total est de 41.57 ± 0.23 Ma.

Concernant l'échantillon TE41, deux analyses ont été effectuées sur un même agrégat prélevé dans la S_2 transposée dans le cisaillement top-NE (TE41D ; Fig. 71c). La première (TE41D ; N24.MS2) aboutit à un spectre perturbé avec un profil en cloche (Fig. 71d). L'âge apparent au premier palier est de 34.51 ± 0.12 Ma. Il augmente progressivement (en 3 paliers) jusqu'à 43.5 Ma à 15 % d'^{39}Ar dégazé puis diminue progressivement jusqu'à 38 Ma à 80 % d'^{39}Ar dégazé. Le dernier palier est à 41.55 ± 0.18 Ma. L'âge total est de 40.80 ± 0.17 Ma. La seconde analyse (TE41D ; N24.MS2) aboutit à un spectre similaire en forme et en âge (Fig. 71d). L'âge apparent au premier palier est de 32.48 ± 0.10 Ma. Il augmente progressivement (en 3 paliers) jusqu'à 41.5 Ma à 15 % d'^{39}Ar dégazé puis diminue progressivement jusqu'à 39 Ma à 70 % d'^{39}Ar dégazé. Il reste stable jusqu'à 90 % d'^{39}Ar dégazé puis augmente à ~44 Ma en deux paliers, valeur stable jusqu'à la fin du dégazage. L'âge total est de 40.30 ± 0.17 Ma.

Au total, ces résultats indiquent des âges plus vieux (en âge total) que l'ensemble des données présentées en amont dans cette section. Il n'existe pas de différence significative en termes d'âge total entre ces deux échantillons. Les agrégats prélevés dans l'échantillon TE59 montrent grossièrement deux âges à ~30 Ma (début de l'extraction) et à ~48 Ma (fin de l'extraction) quel que soit leur position texturale dans l'échantillon (S_1 plissée ou bande de cisaillement). L'agrégat prélevé dans l'échantillon TE41 aboutit à des spectres en cloche dont les âges apparents sont compris entre ces deux valeurs.

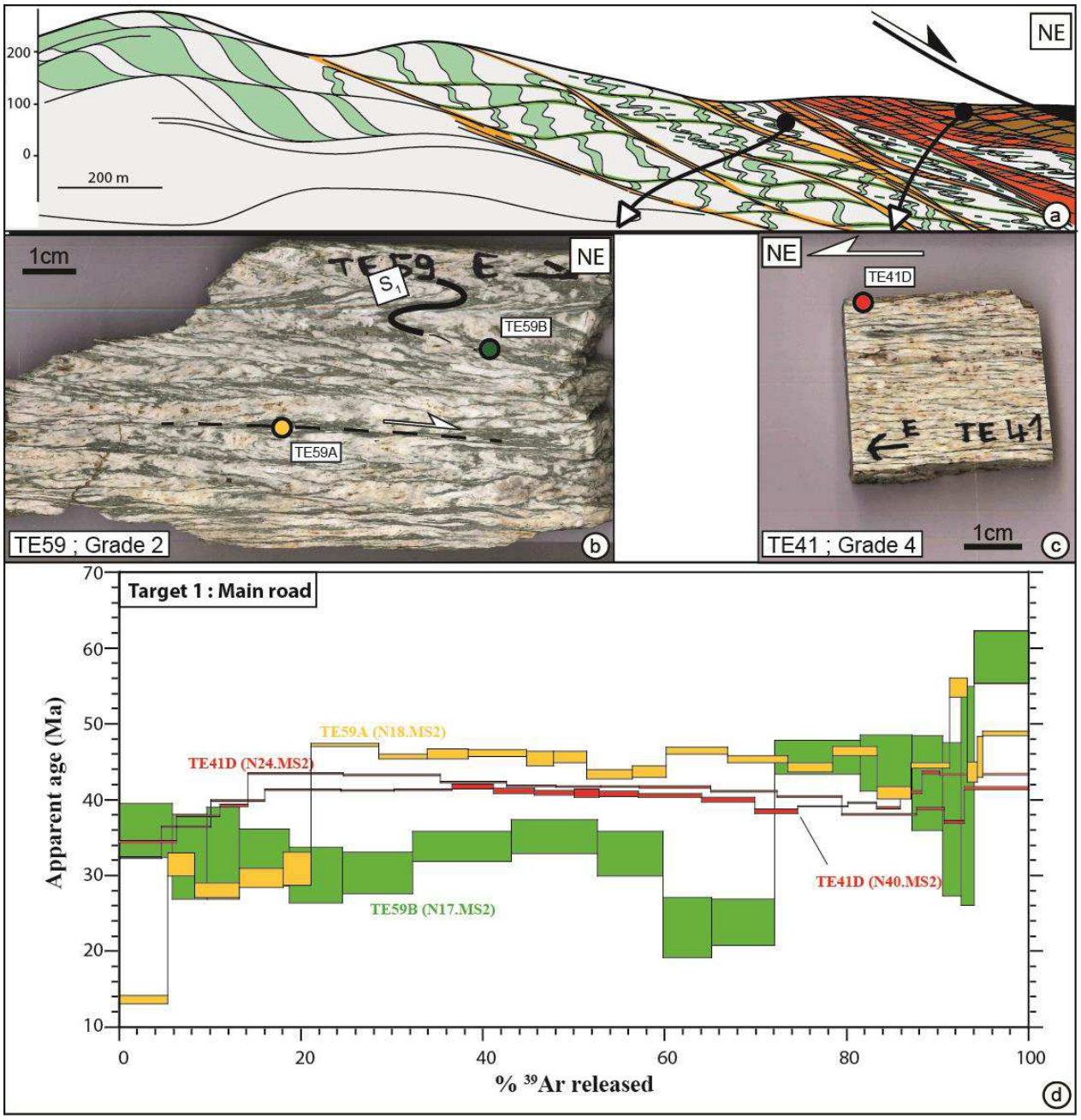


Figure 71 : Résultats des datations réalisées sur la cible 3 : la coupe de la route principale et les échantillons des grades 2 et 4 (voir Fig. 65). *a) Coupe à travers le gradient d'intensité de la déformation. b et c) Photos respectives des échantillons TE59 (grade 2) et TE41 (grade 4), prélevés respectivement au centre de la coupe et sous le contact supérieur, et positions des agrégats analysés. Les couleurs des points de position correspondent à celles des spectres d'âge présentés dans l'insert d.*

3.3.2.7 Cible 3 : Coupe de la route principale ; Echantillons affectés par la phase D_1

Cette section présente les résultats obtenus sur deux échantillons prélevés structuralement dans le bas de la coupe de la route principale, affectés par la phase de déformation D_1 (grade 0W) (Fig. 72a). Ils concernent l'échantillon TE84, prélevé à cheval entre une zone de cisaillement top-SW de 5cm d'épaisseur (zone C) et son encaissant relatif moins déformé (zone A) (Fig. 72b, voir également Fig. 63), et l'échantillon TE61 (grade 0W) qui montre une S_1 sigmoïdale entre des bandes de cisaillement top-SW, échantillonné à quelques dizaines de mètres du premier échantillon (Fig. 72c). Il est équivalent à la zone A de l'échantillon TE84.

Concernant l'échantillon TE84, deux agrégats, TE84(b)A et TE84y ont été prélevés respectivement dans les zones C et A (Fig. 72b). Concernant la zone C, une analyse a été réalisée (TE84(b)A ; N33.MS2). Elle aboutit à un spectre perturbé (Fig. 72d). L'âge apparent au premier palier est de 34.05 ± 0.15 Ma. Il augmente en trois paliers jusqu'à ~38 Ma pour 20 % d'^{39}Ar dégazé puis diminue en trois paliers jusqu'à ~36 Ma pour 50 % d'^{39}Ar dégazé. Il augmente par la suite progressivement jusqu'à ~37 Ma à 70 % d'^{39}Ar dégazé et reste stable jusqu'à la fin du dégazage. L'âge total est de 36.76 ± 0.15 Ma. Concernant la zone A, une analyse a été réalisée (TE84y ; N32.MS2). Elle aboutit à un spectre avec globalement un profil en cloche (Fig. 72d). L'âge apparent au premier palier est à 28.39 ± 0.23 Ma. Il augmente en trois paliers jusqu'à ~35 Ma pour 25 % d'^{39}Ar dégazé puis diminue progressivement jusqu'à ~33 Ma pour 85 % d'^{39}Ar dégazé. L'âge apparent augmente ensuite jusqu'au dernier palier à 38.33 ± 0.15 Ma. L'âge total est de 33.86 ± 0.15 Ma.

Concernant l'échantillon TE61, deux agrégats, TE61x et TE61B ont été prélevés respectivement dans une bande de cisaillement top-SW et dans la S_1 (Fig. 72c). Concernant l'agrégat TE61x de la bande de cisaillement, une analyse a été effectuée (TE61x ; N15.MS). Elle aboutit à un spectre ayant un profil en perte et des barres d'erreur relativement élevées (jusqu'à ~3 Ma) (Fig. 72d). L'âge apparent au premier palier est à 26.99 ± 2.19 Ma et reste relativement stable en tenant compte des barres d'erreur jusqu'à 55 % d'^{39}Ar dégazé. Il augmente ensuite en trois paliers jusqu'à ~34 Ma, âge qui restera stable jusqu'à la fin du dégazage. L'âge total est de 29.75 ± 0.27Ma. Concernant l'agrégat TE61B de la S_1, deux analyses ont été effectuées. La première (TE61B ; N36.MS) aboutit à un spectre relativement homogène (Fig. 72d). L'âge apparent au

premier palier est de 31.52 ± 0.18 Ma, âge restant relativement stable jusqu'à 90 % d'^{39}Ar dégazé. Il augmente ensuite en trois paliers jusqu'à un âge de 35.86 ± 0.12 Ma au dernier palier. L'âge total est de 32.17 ± 0.14 Ma.

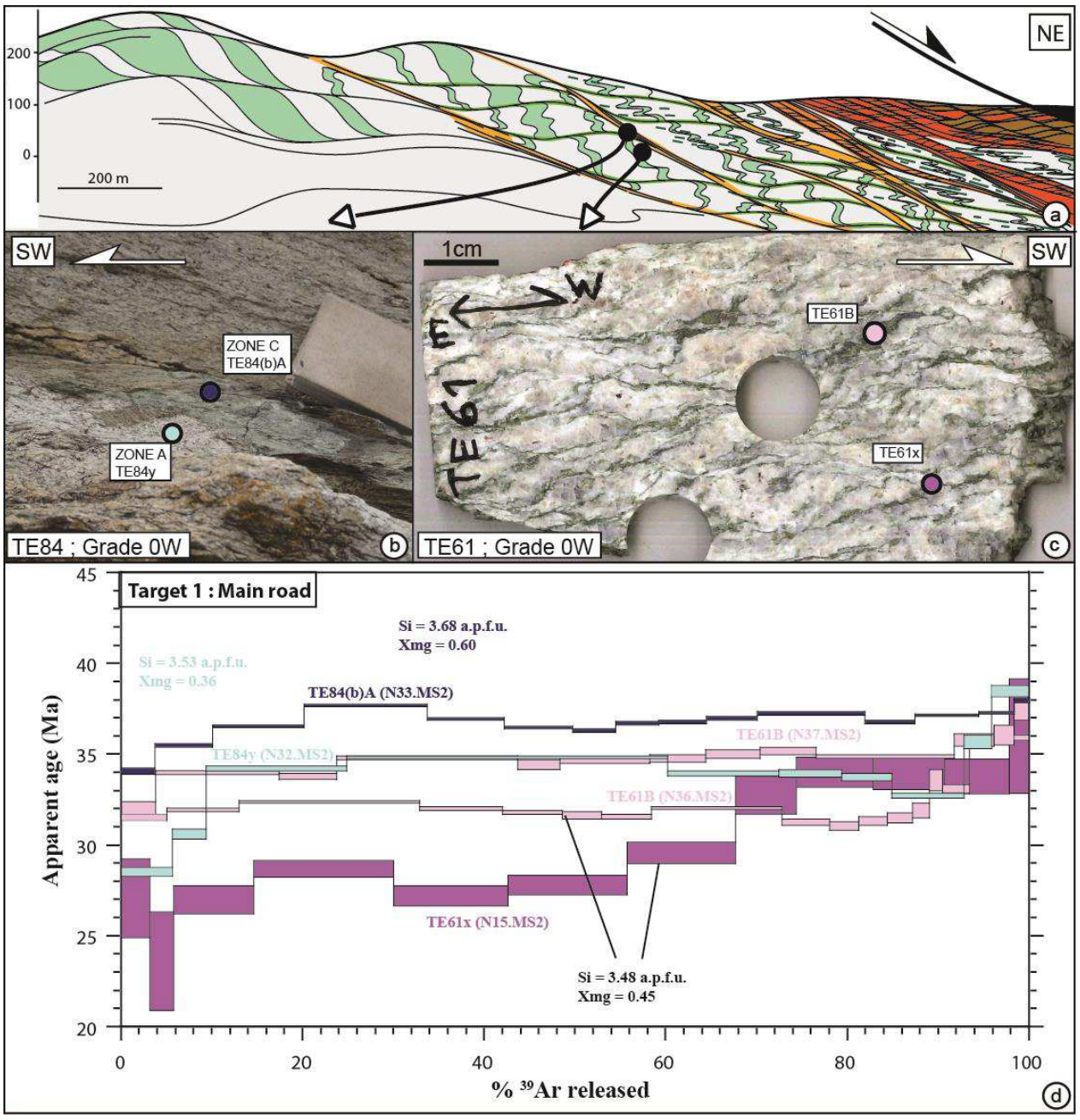


Figure 72 : Résultats des datations réalisées sur la cible 3 : la coupe de la route principale et les échantillons du grade 0W prélevés structuralement en bas de la coupe. *a) Coupe à travers le gradient d'intensité de la déformation. b) Photo de l'affleurement où l'échantillon TE84 a été prélevé. c) Photo de l'échantillon TE61. Les couleurs des points de position correspondent à celles des spectres d'âge présentés dans l'insert d.*

La seconde analyse (TE61B ; N37.MS2) aboutit à un spectre avec un profil en perte (Fig. 72d). L'âge apparent au premier palier est de 31.93 ± 0.35 Ma. Il augmente progressivement tout au long du dégazage pour finalement atteindre 37.34 Ma au dernier palier. L'âge total est de 34.57 ± 0.15 Ma.

Au total, l'âge le plus vieux est retrouvé dans la zone de cisaillement en zone C (âge total de ~37 Ma). Vient ensuite l'âge retrouvé dans l'encaissant relatif de cette zone de cisaillement (zone A), dans la S_1 (âge total de ~34 Ma), puis ceux retrouvés dans la S_1 de l'échantillon TE61 (âges totaux de ~32 et ~34.5 Ma). L'âge le plus jeune est retrouvé dans la bande de cisaillement top-SW de l'échantillon TE61 (âge total de ~30 Ma).

3.3.2.8 Cible 3 : Autres échantillons ; TE52 et TE74

Cette section présente les résultats obtenus sur les deux échantillons qui n'ont pas pu être groupés avec les différentes cibles de terrain. Ces deux échantillons sont très différents. L'échantillon TE74 est une mylonite du grade 0W prélevée au nord-ouest de Santo-Pietro-Di-Tenda (Fig. 65). Une des particularités de cet échantillon est la présence de fractures ouvertes à carbonates recoupant les structures déformées ductilement (Fig. 73a et 73b). La mylonite est imprégnée de ces carbonates, représentant ~5 % de la roche et préférentiellement présents dans les veines entre les clastes de feldspath potassique (Fig. 73c). L'échantillon TE52 est une mylonite de la rhyolite de la zone de cisaillement de Saleccia (Fig. 65), apparentée au grade 4 de la déformation. Elle présente une foliation S_2 sigmoïdale entre des bandes de cisaillement top-NE (Fig. 74a).

Concernant l'échantillon TE74, deux analyses ont été effectuées sur le même agrégat (TE74B) prélevé sur la S_1 (Fig. 74b). La première (TE74B ; N44.MS2) aboutit à un spectre avec un profil en cloche (Fig. 74c). L'âge apparent au premier palier est à 29.14 ± 0.37 Ma et descend directement à 22.53 ± 1.15 Ma au second. Le profil en cloche est alors amorcé avec une augmentation progressive de l'âge apparent jusqu'à ~28-28.5 Ma à 30 % d'^{39}Ar dégazé, un pseudo-plateau jusqu'à 80 % d'^{39}Ar dégazé, puis une diminution progressive jusqu'au dernier palier à 21.41 ± 0.23 Ma. L'âge total est de 27.10 ± 0.14 Ma. La seconde analyse (TE74B ; N47.MS2) aboutit également à un spectre avec un profil en cloche (Fig. 74c). L'âge apparent au premier palier est à 26.59 ± 0.25 Ma et descend directement à 24.42 ± 0.51 Ma au second. Le profil en cloche est alors amorcé avec une augmentation relativement rapide de l'âge apparent jusqu'à ~30 Ma à ~20

% d'^{39}Ar dégazé, puis une diminution progressive jusqu' à ~26 Ma à 85 % d'^{39}Ar dégazé. L'âge apparent augmente pour le dernier palier à 27.60 ± 0.07 Ma. L'âge total est de 28.30 ± 0.12 Ma.

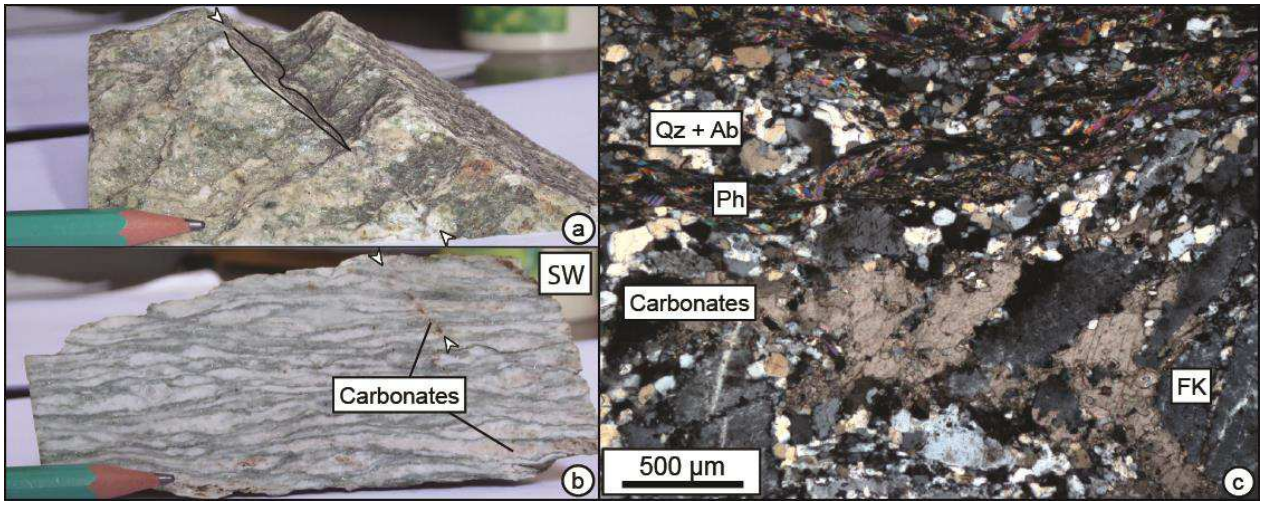


Figure 73 : Veine aux bords francs et imprégnation à carbonates dans l'échantillon TE74 (grade 0W). *a) Photographie parallèle au plan XY de la déformation ductile. Les flèches indiquent une fracture ouverte. b) Même fracture observée en photographie parallèle au plan XZ de la déformation. Une couleur brunâtre montre la présence de carbonates soit dans la veine soit en imprégnation dans la roche. c) Carbonates observés en lame mince en LPNA.*

Concernant l'échantillon TE52, deux analyses ont été effectuées sur le même agrégat (TE52C) prélevé au niveau d'une bande de cisaillement (Fig. 74a). La première (TE52C ; N26.MS2) aboutit à un spectre avec un profil complexe (Fig. 74c). L'âge apparent au premier palier est à 27.55 ± 0.10 Ma. Il reste stable selon les barres d'erreur jusqu'à 30 % d'^{39}Ar dégazé. Il augmente ensuite à 28.68 ± 0.08 Ma, valeur qui reste stable jusqu'à 60 % d'^{39}Ar dégazé. Le spectre montre alors une partie avec un profil en cloche avec une montée de l'âge apparent jusqu' 29.5 Ma et une redescente à 28.68 Ma. Le dernier palier est plus vieux à 29.62 ± 0.12 Ma. L'âge total est de 28.62 ± 0.12 Ma. La seconde analyse (TE52C ; N38.MS2) aboutit à un spectre avec un profil en perte (Fig. 74c) qui suit globalement le spectre de la première analyse. L'âge au premier palier est à 27,96 ± 0.09 Ma est descend directement à 27.22 ± 0.09 Ma au second palier. L'âge apparent augmente ensuite progressivement jusqu'au dernier palier à 30.02 ± 0.28 Ma. L'âge total est de 28.16 ± 0.12 Ma.

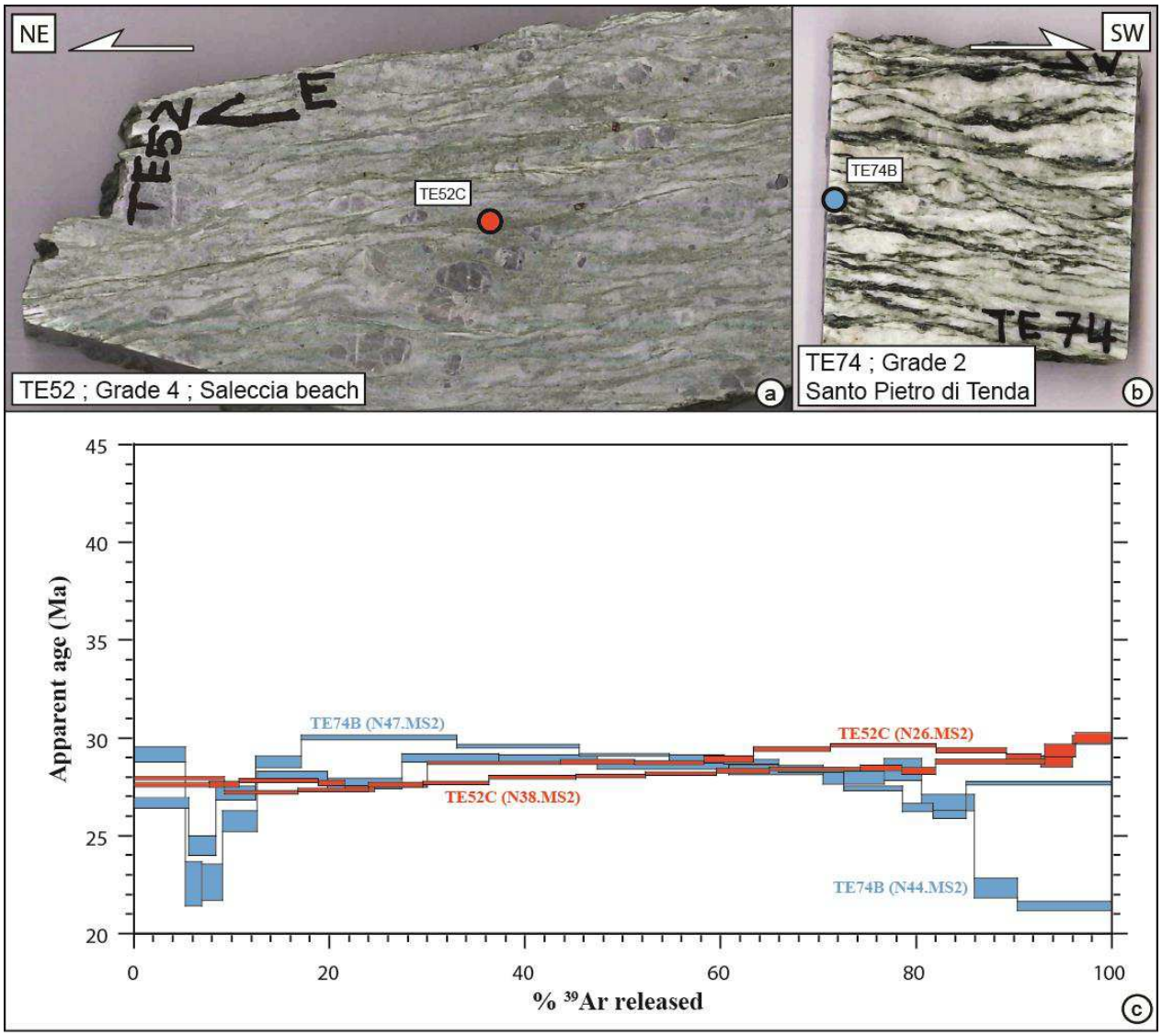


Figure 74 : Résultats des datations réalisées sur le reste des échantillons. *a) Echantillon TE52 (rhyolithe ; Grade 4) de la zone de cisaillement de Saleccia. b) Echantillon TE74 (grade 0W) prélevé vers Santo-Pietro-Di-Tenda. Les couleurs des points de position correspondent à celles des spectres d'âge présentés dans l'insert d.*

3.3.2.9 Test de la corrélation globale des âges aux compositions chimiques des phengites et aux grades de déformation

Les différents âges totaux obtenus à partir de ces premières analyses ont été confrontés aux compositions chimiques moyennes et aux grades de déformation des échantillons pour étudier une éventuelle corrélation, et étudier quels paramètres interagissent le plus efficacement avec les âges. Les âges totaux de toutes les analyses effectuées pour lesquelles il existe des données de

composition chimique (voir tables en annexe 5), ont été projetés en fonction de la quantité de Si dans la phengite (Fig. 75a) et du X_{Mg} (Fig. 75b).

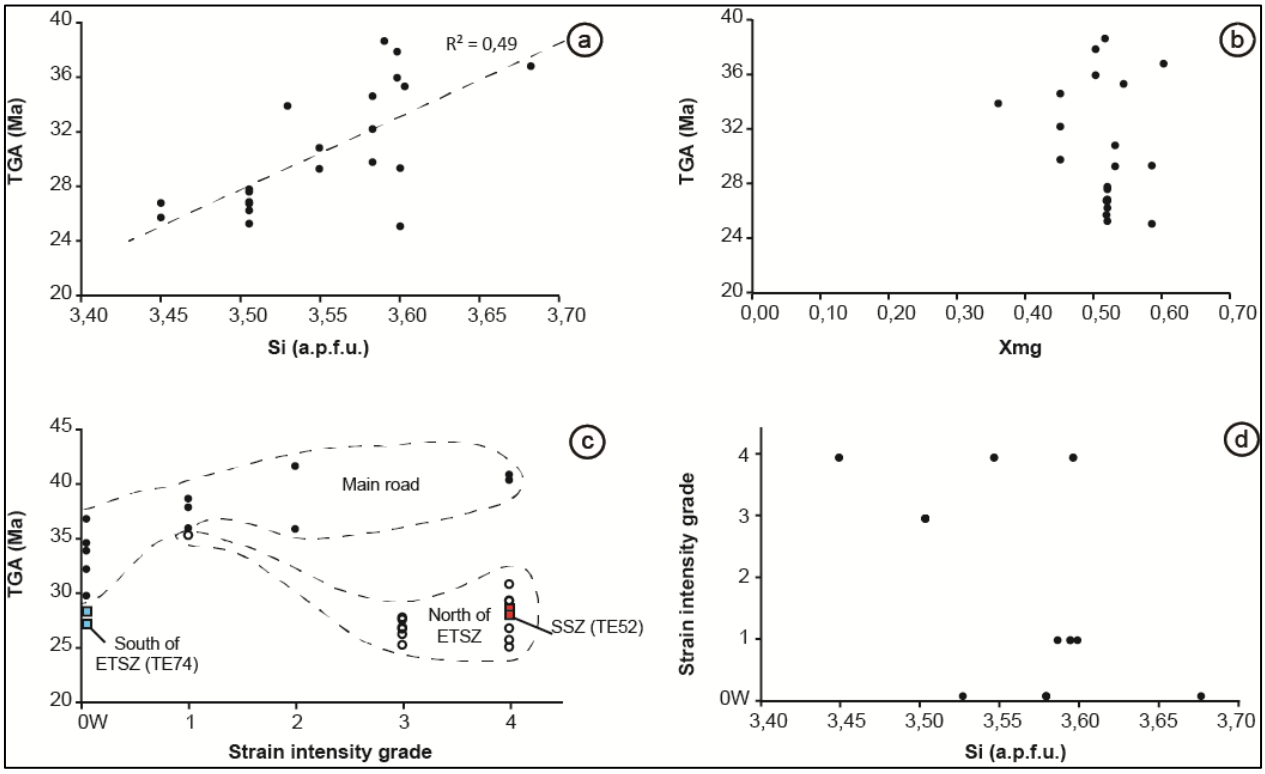


Figure 75 : Diagrammes de corrélation entre les âges totaux et la quantité de Si (a.p.f.u.) (a), le X_{Mg} (b) et les grades de déformation (c). *Il n'existe globalement pas de corrélation claire entre les âges et les compositions chimiques (a et b). Il existe une systématique de vieillissement des âges depuis le grade 0W vers le grade 4 le long de la route principale (c). Les âges les plus jeunes sont retrouvés au nord de l'ETSZ. d) Décorrélation entre les grades de déformation et la quantité de Si dans la phengite. TGA : âge total pour « total gaz age ».*

Il n'existe pas de corrélation nette entre ces deux paramètres et les âges. Les âges totaux de toutes les analyses effectuées ont également été projetés en fonction du grade de déformation (Fig. 75c). Il n'y a pas de corrélation claire mais deux comportements ressortent cependant bien. Le premier est retrouvé le long de la route. Il montre une augmentation des âges totaux depuis les échantillons de grade 0W qui ont fourni des âges autour de 30 Ma vers les échantillons du grade 4 en direction du cœur de la zone de cisaillement qui ont fourni des âges autour de 40 Ma. Le second est retrouvé au nord de l'ETSZ. Il montre à l'inverse une diminution des âges totaux depuis les échantillons les moins déformés du grade 1 vers les échantillons les plus déformés du grade 4 dans le cœur de l'ETSZ. Il est à noter que les âges sont globalement les mêmes pour les échantillons du grade 1

pour ces deux comportements différents. Il existe donc un comportement inversé du système K-Ar vis-à-vis de la déformation que l'on soit au sud de l'ETSZ, au niveau de la route, et au nord. La seule différence entre ces deux zones est l'épaisseur apparente déformée, beaucoup plus importante au nord qu'au sud.

3.3.3 Résultats des datations *in situ*

Les datations *in situ* (voir protocoles de préparation et d'analyse des échantillons en annexe 3) concernent les échantillons TE77 (une section polie TE77A (N64.MS1)), TE62 (une section polie TE62A (N65.MS1)) et TE84 (une section polie (TE84B N66.MS1)), respectivement caractérisés par les grades 4, 1 et 0W (voir figure 65 pour la localisation des échantillons). Pour ces trois échantillons, les datations se sont portées sur la phengite. Le feldspath potassique n'a été analysé que dans l'échantillon qui en contient, à savoir l'échantillon TE84 du grade 0W. **Les analyses ont été entièrement réalisées par Nicolas Mora, qui a effectué un stage de master 2 dans le cadre de cette thèse que j'ai principalement encadré**. Pour chaque section polie, les résultats sont présentés dans un premier temps sous la forme de cartographies d'âges reportées directement sur les photographies des sections polies. La variation des âges est alors représentée sous la forme de différentes couleurs représentant différentes gammes d'âges (en niveau de gris pour les feldspaths potassiques de la section polie TE84B). Des clichés zoomés réalisés au MEB (images BSE ou cartographies élémentaires) sur ces figures peuvent éventuellement être donnés pour certaines zones remarquables. La seconde figure par section polie est un diagramme d'âge dans lequel les données sont triées par valeur d'âge. Ces spectres d'âges pour les différentes sections polies sont superposés sur le même diagramme dans la dernière figure de cette section, avec les résultats des datations en step-heating afin de faciliter la comparaison des résultats obtenus avec les deux méthodes d'analyse. Les résultats sont également disponibles en annexe 5 sous la forme de tableaux de données et en annexe 7 sous la forme de spectres complets comprenant l'évolution des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$ et $^{38}Ar/^{39}Ar$ au fil des mesures. Les âges sur phengite s'étalent entre 23.68 ± 1.62 et 42.57 ± 0.53 Ma. Environ un tiers des barres d'erreur sont inférieures au pourcent de l'âge calculé et seulement 3% sont supérieurs à 5%. Elles s'étalent entre 0.12 et 2.91 Ma.

3.3.3.1 Echantillon TE77 ; section polie TE77A (N64.MS1)

La section polie montre foliation S_2 presque complètement oblitérée par des bandes de cisaillement top-NE épaisses (20° horaire de l'horizontale de la photo) (Fig. 76). L'intensité de la déformation est en parallèle attestée par le faible angle entre la foliation et les bande de cisaillement. Les âges des différentes gammes représentées (23.68-28.36, 28.36-31.00 et 31.00-33.64 Ma) sont au premier ordre distribués de manière aléatoire dans la section polie (Fig. 76a). La seule corrélation âge-texture est représentée par des âges obtenus dans des cristaux obliques vis-à-vis de l'orientation de la S_2 et des bandes de cisaillement qui sont systématiquement compris dans la gamme d'âges les plus vieux (31.00-33.64 Ma) (Fig. 76b et 76c). Pour ces deux exemples, les âges obtenus dans ces cristaux obliques se différencient en tenant compte des barres d'erreur (voir annexe 5) des âges obtenus dans les cristaux réorientés situés à moins d'un millimètre. Pour l'exemple de l'insert (b) (en haut de la photo), l'âge obtenu dans le cristal oblique est de 33.60 ± 1.44 Ma (analyse #73). L'âge le plus proche en tenant compte des barres d'erreur dans cette zone est obtenu sur l'analyse #77 à 30.67 ± 0.67 Ma. Dans l'exemple de l'insert (c) les deux analyses effectuées dans les cristaux obliques sont à 31.08 ± 0.16 Ma (analyse #62) et 33.22 ± 0.17 Ma (analyse #63). L'âge le plus proche en tenant compte des barres d'erreur dans cette zone est obtenu sur l'analyse #64 à 30.71 ± 0.24 Ma. Comme cela a été montré dans la section sur les compositions chimique des phengites, cet échantillon ne montre pas de variations de composition chimique, même dans les cristaux obliques comparés aux cristaux alignés sur la foliation ou les bandes de cisaillement. Il n'existe donc pas de corrélation entre les âges et les compositions chimiques dans ce cas.

La figure 77 est un diagramme dans lequel les données qui ont été présentées ci-dessus sont projetées dans l'ordre croissant d'âge de gauche à droite. Il montre également que les âges sont aléatoirement distribués dans les différentes textures (S_2 vs bande de cisaillement) sauf pour ceux obtenus dans les cristaux obliques qui sont préférentiellement dans les âges les plus vieux.

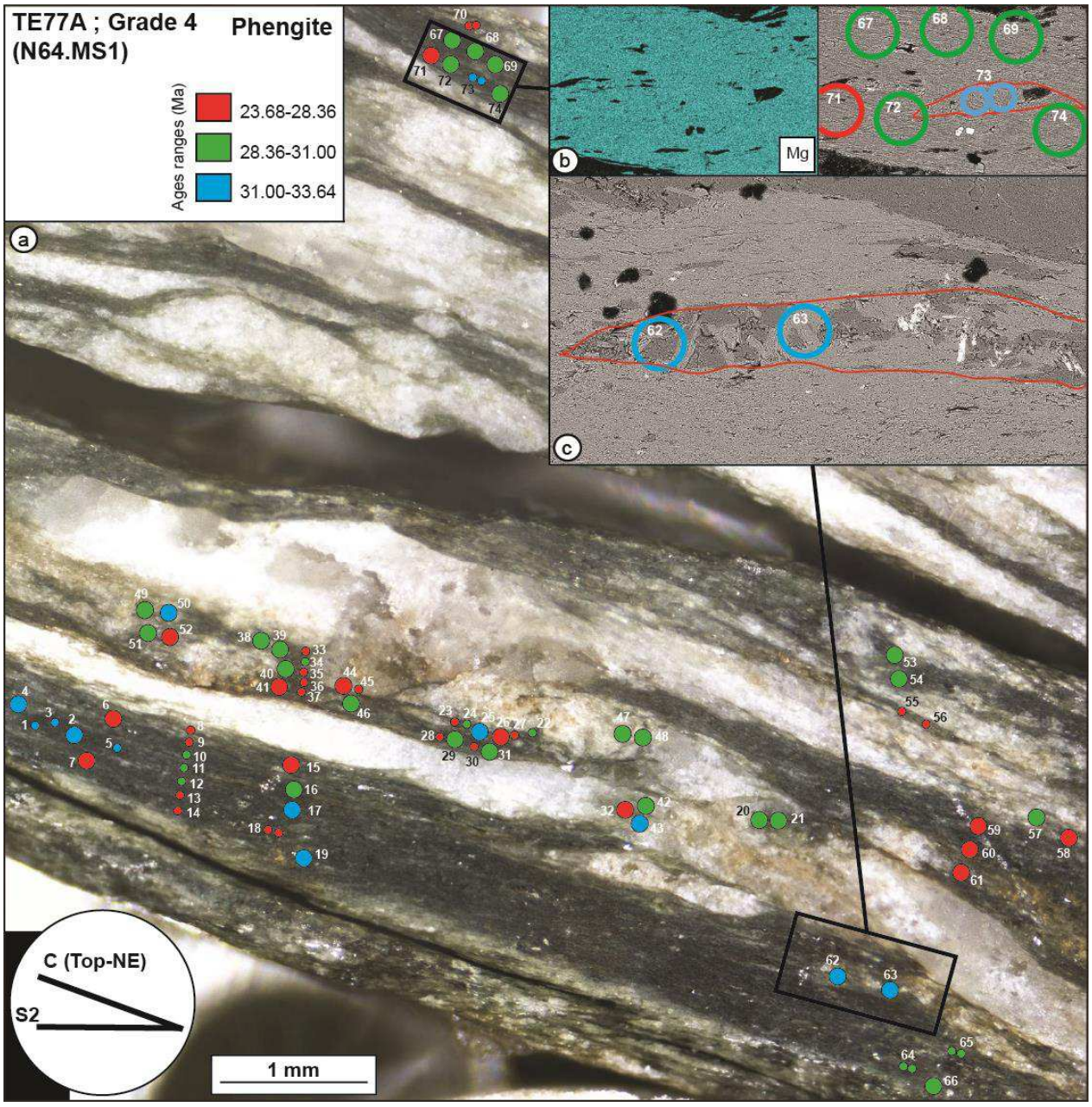


Figure 76 : Cartographie des âges obtenus sur phengite de la section polie TE77A (N64.MS1). *Les âges sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en haut à gauche). a) Photo de la section polie. b) Zoom (cartographie élémentaire du Mg à gauche et image BSE à droite) sur la zone du haut de la photo montrant un cristal oblique (entouré en rouge) dans lequel l'âge est plus vieux que dans l'agrégat orienté selon la bande de cisaillement. c) Zoom (image BSE) sur la zone du bas de la photo montrant également des cristaux obliques dans lesquels les âges sont plus vieux.*

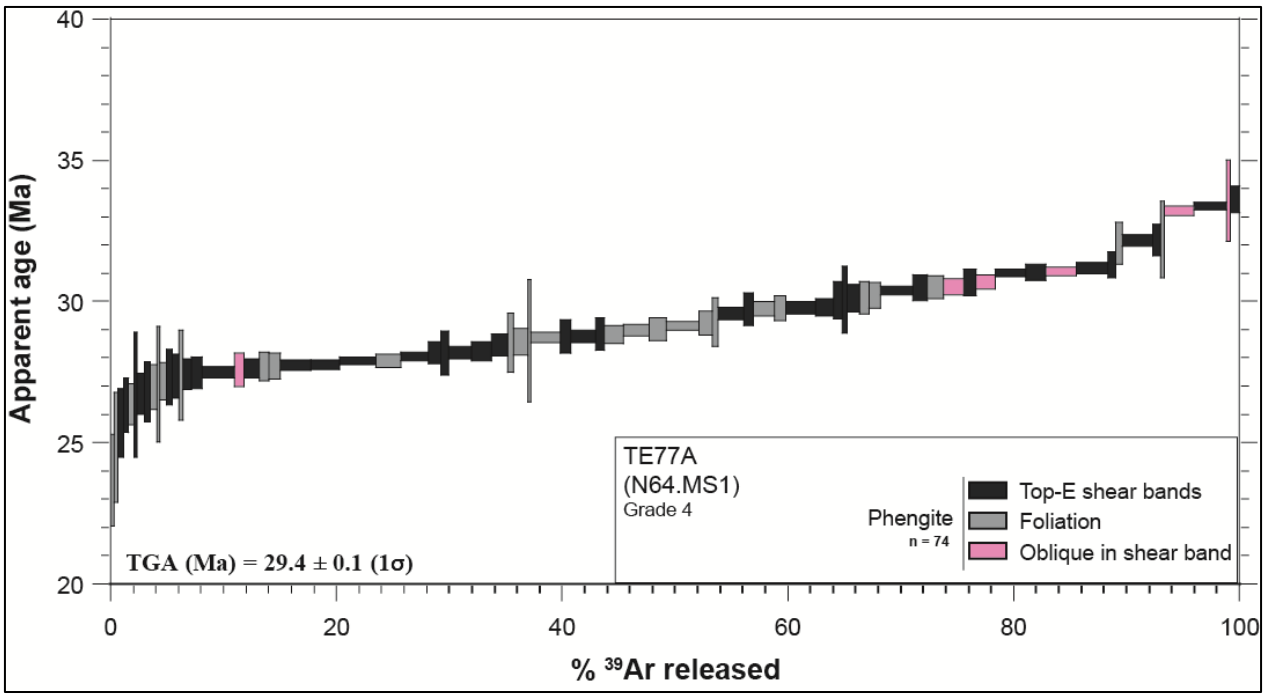


Figure 77 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie TE77A (N64.MS1) sur phengite. *Les différentes textures sont représentées par des couleurs différentes (voir encadré en bas à droite). A noter la présence systématique des âges les plus vieux obtenus dans les cristaux obliques à la foliation ou aux bandes de cisaillement.*

3.3.3.2 Echantillon TE62 ; section polie TE62A (N65.MS1)

La section polie montre des agrégats de phengite qui expriment très bien les relations S_1/S_2 du grade 1 de la déformation (Fig. 78). La foliation S_2 de crénulation (à 30-40° antihoraire de la verticale de la photo) est globalement perpendiculaire à la S_1. A premier ordre, les trois classes d'âges qui découpent la répartition totale d'âges (33.41-36.35, 36.35-38.58 et 38.58-42.57 Ma) sont retrouvées dans ces deux structures (Fig. 78a). Il existe cependant une plus grande affinité des âges les plus vieux avec la S_2. En effet, 90 % des âges de la gamme la plus vielle (38.58-42.57 Ma) sont retrouvés dans la S_2 alors qu'elle est représentée par seulement 22 % des âges de la gamme la plus jeune (33.41-36.35 Ma). La gamme moyenne se distribue en parts égales dans la S_1 et la S_2. Cette répartition des âges est bien visible sur le zoom de la zone en bas à droite (Fig. 78b). Comme il a été montré dans la section sur les compositions chimiques, les cristaux de phengite dans la S_2 sont associés à une composition relativement riche en Al (Fig. 78b) et pauvre en Fe, Mg et K par rapport aux cristaux de la S_1. On observe donc une corrélation entre les âges, les structures et les

compositions chimiques de la phengite. Au premier ordre, les âges *in situ* apparaissent globalement anti-corrélés à la position texturale avec des âges plus vieux pour la fabrique la plus récente.

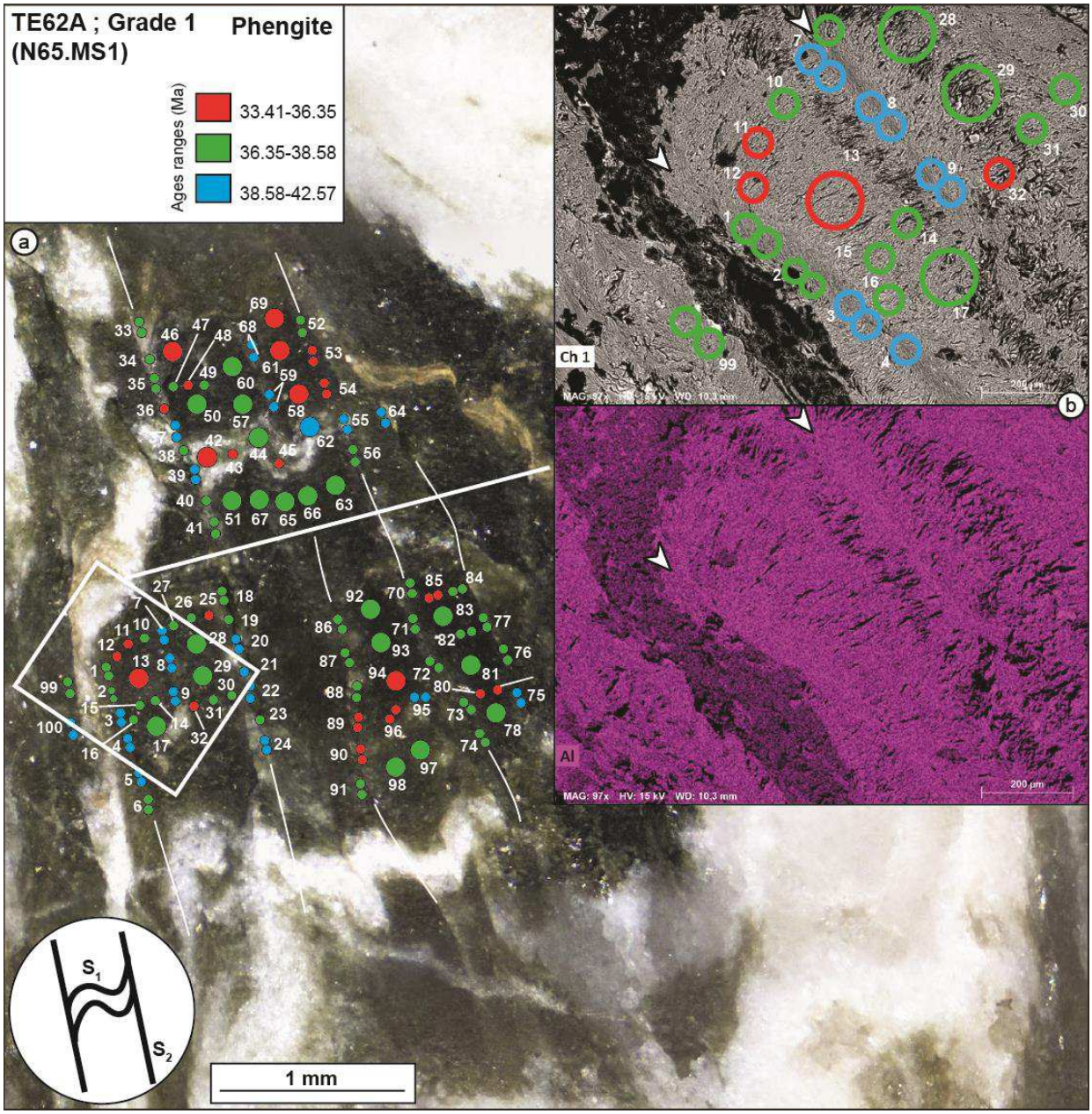


Figure 78 : Cartographie des âges obtenus sur phengite de la section polie TE62A (N65.MS1). *Les âges sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs (voir encadré en haut à gauche). a) Photo de la section polie. b) Zoom (cartographie élémentaire de l'Al en bas et image BSE en haut) de la zone en bas à gauche de la photo montrant la corrélation entre les âges les plus vieux et la crénulation S_2.*

La figure 79 est un diagramme dans lequel les données qui ont été présentées ci-dessus sont

projetées dans l'ordre croissant des âges de gauche à droite. Il montre également que les âges obtenus dans la S_2 de crénulation sont principalement distribués dans la gamme d'âge la plus vieille.

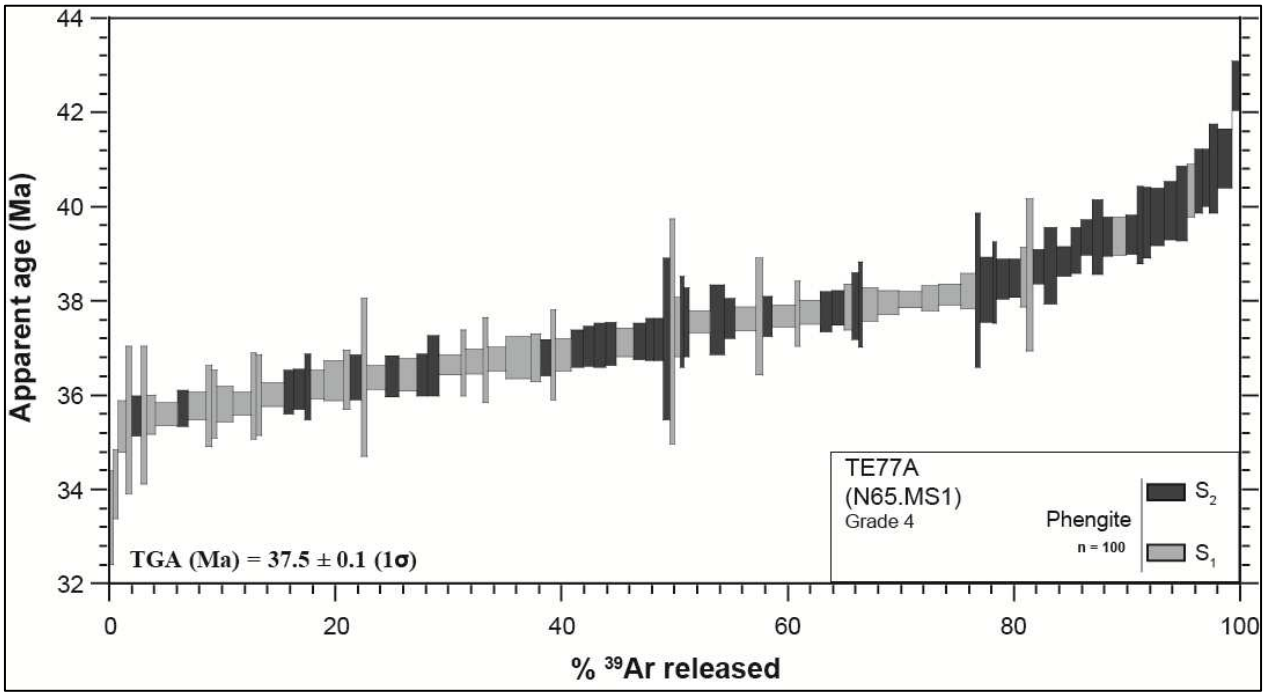


Figure 79 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie TE62A (N65.MS1) sur phengite. *Les différentes textures sont représentées par des couleurs différentes (voir encadré en bas à droite). A noter la distribution des âges obtenus dans la crénulation S_2 préférentiellement dans la gamme d'âge la plus vielle.*

3.3.3.3 Echantillon TE84 ; section polie TE84B (N66.MS1)

Cet échantillon a été prélevé sur la zone de cisaillement top-SW présentée en figure 36 et 72. La section polie a été carottée à cheval entre la zone A, qui représente les bordures moins déformées de la zone de cisaillement, et la zone B, qui représente une zone de transition entre la zone A et le cœur de la zone de cisaillement (Fig. 80). Ces deux zones sont caractérisées par une S_1 bien développée et l'absence de bandes de cisaillement. La zone A est caractérisée par la présence de porphyroclastes de feldspath potassique et une faible proportion de phengite. La zone B est dépourvue de feldspath potassique mais enrichie en phengite.

Concernant la phengite, la zone A est représentée par les quatre gammes (sur cinq) les plus

jeunes (27.24 Ma, 29.27-31.17, 31.17-33.07, et 33.07-34.97 Ma). Les âges se répartissent de manière aléatoire sur cette zone (Fig. 80). La zone B est représentée par les trois gammes (sur cinq) les plus vieilles (31.17-33.07, 33.07-34.97 et 34.97-36.88 Ma). Les âges sont également répartis de manière aléatoire sur cette zone.

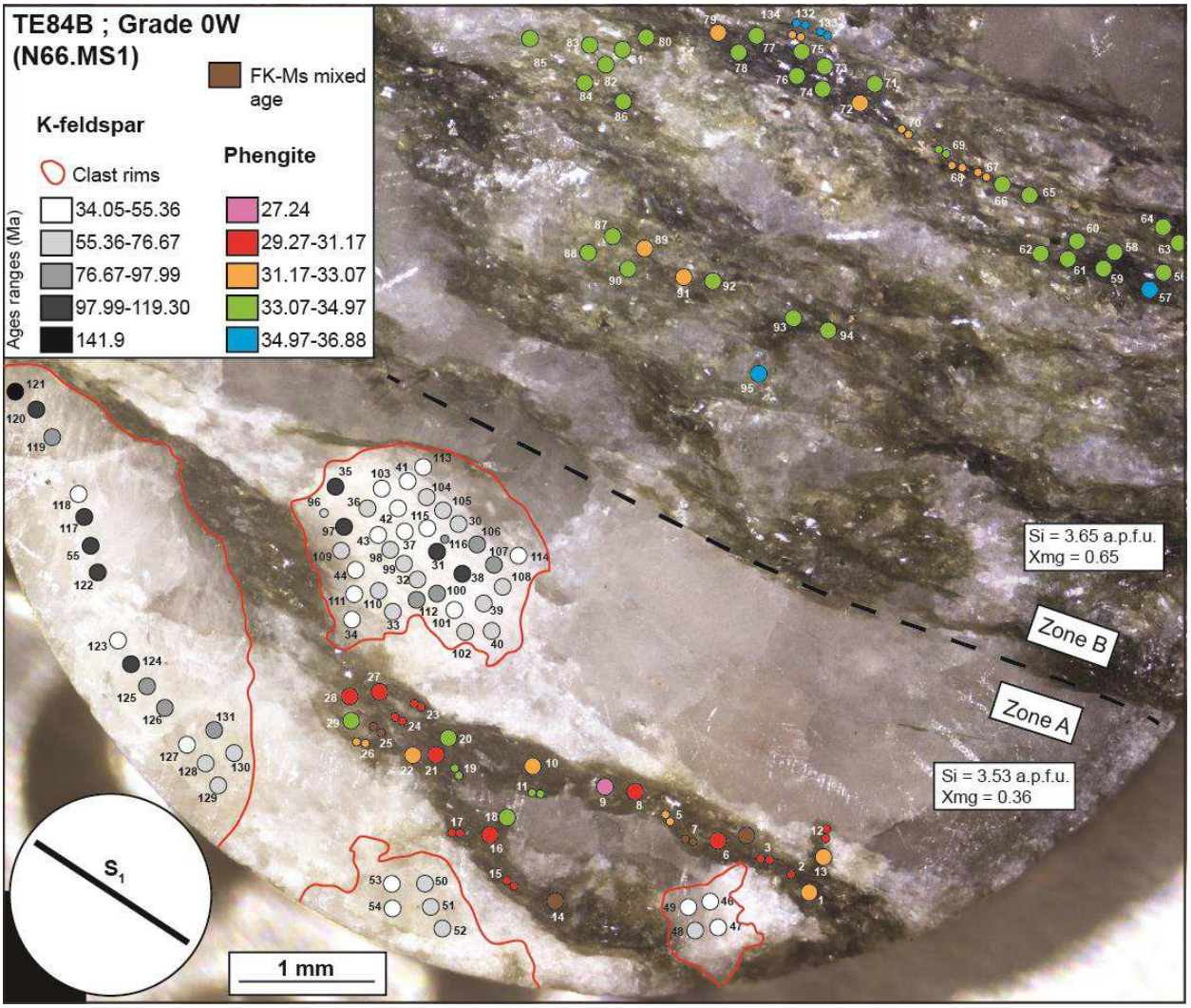


Figure 80 : Cartographie des âges obtenus sur phengite et feldspath potassique de la section polie TE84B (N66.MS1). *Les âges sont repartis selon des gammes représentées par différentes couleurs pour la phengite et différent niveaux de gris pour le feldspath potassique (voir encadré en haut à gauche). A noter la différence d'âge entre le feldspath potassique (significativement plus vieux) et la phengite (plus jeune) et les différences d'âge entre la zone A (plus jeune) et la zone B (plus vielle) concernant la phengite.*

Concernant les feldspaths, les différentes gammes comprennent des âges bien plus vieux que ceux obtenus sur la phengite (34.05 à 141.9 Ma). Là encore, la distribution des âges au sein des porphyroclastes apparait aléatoire (Fig. 80).

La figure 81 est un diagramme dans lequel les données qui ont été présentées ci-dessus sont projetées dans l'ordre croissant d'âge de gauche à droite.

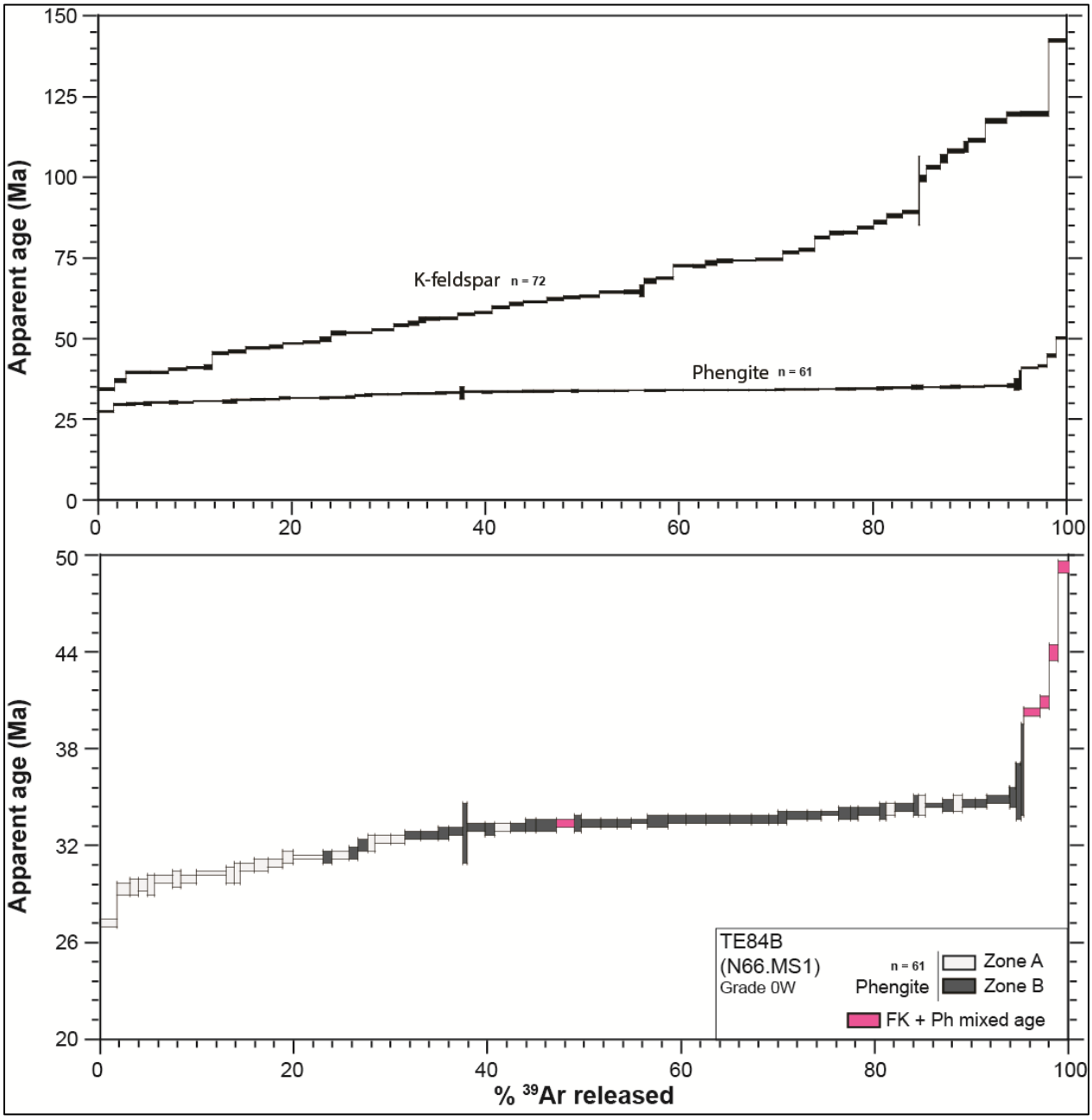


Figure 81 : Spectre d'âge des analyses in situ réalisées sur la section polie TE84B (N66.MS1) sur feldspath potassique et phengite. *Le diagramme du haut compare les âges des deux minéraux. Le diagramme du bas montre uniquement les âges sur phengite. Les différentes textures sont représentées par des couleurs différentes (voir encadré en bas à droite).*

Le spectre pour le feldspath potassique montre une pente importante par rapport à celui de la

phengite dû au fait qu'il balaye une gamme d'âges plus large (35-145 Ma contre 26-34 Ma pour la phengite). Le spectre montre également des marches importantes indiquant que certaines gammes d'âges sont sous-représentées. Concernant la phengite, le spectre est caractérisé par deux parties distinctes. La première partie est représentée par les âges obtenus dans le zone A, caractérisée par des âges relativement jeunes et un spectre montrant une pente qui contraste avec la seconde partie (zone B) dans laquelle le spectre est plus vieux et plus plat, cette dernière caractéristique indiquant une grande homogénéité des âges, par comparaison aux autres spectres. Les derniers âges les plus vieux du spectre « phengite » correspondent à un mélange entre la phengite et le feldspath potassique.

3.3.3.4 Synthèse des âges in situ

Sur la figure 82 sont synthétisées les données avec les âges ponctuels obtenus sur les trois sections polies ainsi que les âges obtenus en step-heating sur les agrégats des mêmes échantillons. Pour un même échantillon, il existe une forte cohérence entre les spectres des âges ponctuels triés et ceux provenant des datations en step-heating. Cette cohérence conforte le constat réalisé lors de la comparaison des âges totaux des agrégats aux différents grades de déformation (Fig. 75), à savoir que le premier grade de déformation (grade 1) de la seconde phase (D_2) est associé à des âges plus vieux (34-43 Ma) que ceux retrouvés dans le grade de déformation associé à la première phase (D_1 ; grade 0W ; 28-34 Ma). Les âges retrouvés dans l'échantillon du grade 4 (23-34 Ma) sont globalement plus jeunes que ceux retrouvés dans l'échantillon du grade 0W, même si la gamme 28-34 Ma est partagée par les deux échantillons.

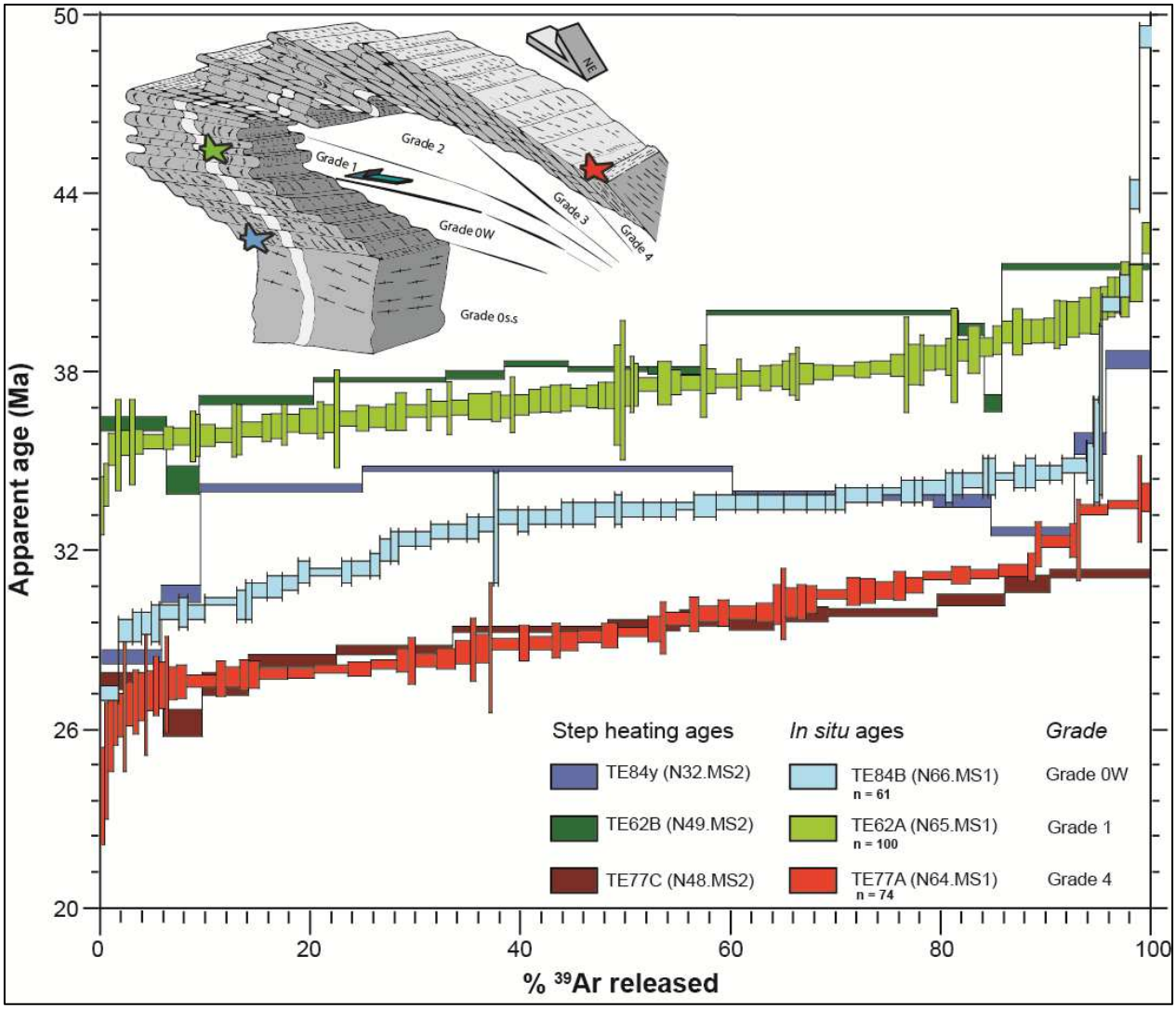


Figure 82 : Synthèse des données de la datation in situ comparées aux données des datations en step-heating pour les échantillons TE84 (grade 0W), TE62 (grade 2) et TE77 (grade 4).

CHAPITRE 4

DISCUSSION

4.1. Cas d'un granite syncinématique : le massif d'Ikaria

Le cas d'étude d'Ikaria est associé à un cadre géologique relativement simple et bien contraint, idéal pour les problématiques étudiées dans cette thèse. La cible en elle-même correspond à une intrusion granitique syncinématique mise en place dans une zone de détachement (le NCDS, au nord du domaine Egéen) au sein d'un vaste MCC. La déformation enregistrée par les roches s'effectue pendant le refroidissement et à partir de températures « infinies » vis-à-vis des Tf des différents outils thermochronologiques utilisés sur Ikaria (Kumerics et al., 2005), satisfaisant les conditions du concept de refroidissement selon Dodson (1973). Les âges issus de ces outils contraignent en conséquence le refroidissement/l'exhumation du MCC. De plus, ce contexte implique une faible probabilité l'existence d'un effet d'excès de ^{40}Ar, notamment parce que la différence d'âge entre la cristallisation du protolithe et le début de la déformation est nulle. Enfin, de nombreuses données thermochronologiques sont disponibles pour le dôme métamorphique et les granites d'Ikaria, ce qui permet de comparer les Tf possibles aux températures de déformation, pour discuter de l'interprétation des âges le long des gradients d'intensité de déformation (notamment refroidissement vs déformation) qui montrent une localisation de la déformation progressive vers le détachement, au toit du MCC et de l'intrusion étudiés (voir article 2).

Cette discussion se décompose en cinq sous-sections. La première vise à discuter de l'évolution de l'histoire P-T-t et de la géométrie du MCC depuis sa naissance jusqu'à son exhumation finale, en se basant sur les données petro-structurales et thermochronologiques existantes et fournies dans cette thèse, et en comparant les données des granites à celles du dôme métamorphique. Cela permettra de discuter de la signification du refroidissement et de l'exhumation, d'estimer des taux de refroidissement aux différents stades de l'exhumation et de discuter de la géométrie des paléo-isothermes, en se basant notamment sur une comparaison de la structure finie et la structure thermique décrite par l'étude RSCM. Il s'agit également de tester l'équilibre thermique entre les granites et le dôme, dans le but de comparer les estimations des températures de déformation dans ces deux parties. La seconde sous-section s'attache à l'estimation des Tf possibles pour le feldspath potassique et le mica blanc, en les calculant en fonction de la taille de grain et en se basant sur les vitesses de refroidissement estimées dans la première partie. La troisième sous-section sera consacrée à l'évolution et la succession des microstructures dans le temps et l'estimation des températures de déformation associées. Enfin,

dans un quatrième temps, sera discutée la signification des âges Ar/Ar le long des gradients d'intensité de la déformation, en comparant les données au chemin t-T, à l'estimation des Tf, aux températures de déformation et à la géométrie des paléo-isothermes à l'échelle du granite. Ces quatre sous-parties seront suivies par un dernier paragraphe portant sur les limites des interprétations.

4.1.1 Evolution du MCC d'Ikaria

Le premier âge permettant d'initier l'histoire du MCC d'Ikaria est celui obtenu sur les leucosomes des migmatites, qui a permis de dater la cristallisation des liquides issus de la fusion partielle des roches du dôme métamorphique à 15.7 ± 0.2 Ma (U-Th/Pb sur monazite, voir article 1). Les datations U/Pb sur zircon effectuées sur les deux granites formant le complexe granitique de l'ouest de l'île (Bolhar et al., 2010) ont donné des âges sub-synchrones à 14.07 ± 0.61 Ma pour le granite de Karkinagrion et 13.82 ± 0.33 Ma pour le granite de Raches. Même si les barres d'erreur sur ces deux âges se recoupent, le scenario décrit dans l'article 2 de cette thèse indique que le granite de Karkinagrion cristallise *in situ* (i.e. proche de sa zone de genèse) à partir des migmatites, l'ensemble étant recoupé par la suite par le granite de Raches. Cette interprétation semble cohérente avec les données de Bolhar et al. (2010) qui indiquent dans tous les cas des âges légèrement plus vieux pour le granite de Karkinagrion. De plus, aucune fracturation sub-magmatique n'a été retrouvée dans le granite de Karkinagrion, ce qui peut indiquer qu'il a cristallisé avant l'intrusion du granite de Raches, qui lui a interagi avec le détachement à l'état sub-magmatique. Le granite de Xylosirtis, isolé dans le dôme métamorphique, est daté à 14.2 ± 0.19 Ma (Bolhar et al., 2010). Les trois intrusions de granite sont donc pénécontemporaines (Fig. 83).

La première partie du refroidissement des granites, suivant directement leur cristallisation, n'est pas très bien contrainte. Il existe simplement un âge Rb/Sr sur muscovite (Fig. 83) sur le granite de Xylosirtis (Altherr et al., 1982) qui recoupe l'âge de cristallisation du granite (Bolhar et al., 2010). Ceci indique un refroidissement extrêmement rapide (> 200°C/Ma) depuis la température de cristallisation (i.e. la Tf du zircon prise ici assez large à 900 ± 100 °C à partir de l'article de Cherniak et Watson, 2000) et la Tf du système Rb/Sr sur muscovite (625 ± 25 °C ; Villa, 1998). Ensuite, les granites et le dôme semblent partager le même refroidissement à partir

des Tf du système K-Ar sur muscovite (Fig. 83 ; les données proviennent des âges totaux des monograins obtenus dans cette thèse pour le granite de Karkinagrion et des âges K/Ar sur populations d'Altherr et al. (1982) obtenus sur le dôme et le granite de Xylosirtis). Ces Tf seront discutées en détails plus loin dans ce manuscrit car elles sont critiques dans la problématique visée par la thèse. La Tf pour le diagramme a donc été prise avec de larges barres d'erreur à 400 ± 100 °C. La véritable Tf doit être comprise dans cette fenêtre en tenant compte des tailles de grains utilisées, de la pression et de la vitesse de refroidissement (Harrison et al., 2009 ; voir sous-section suivante).

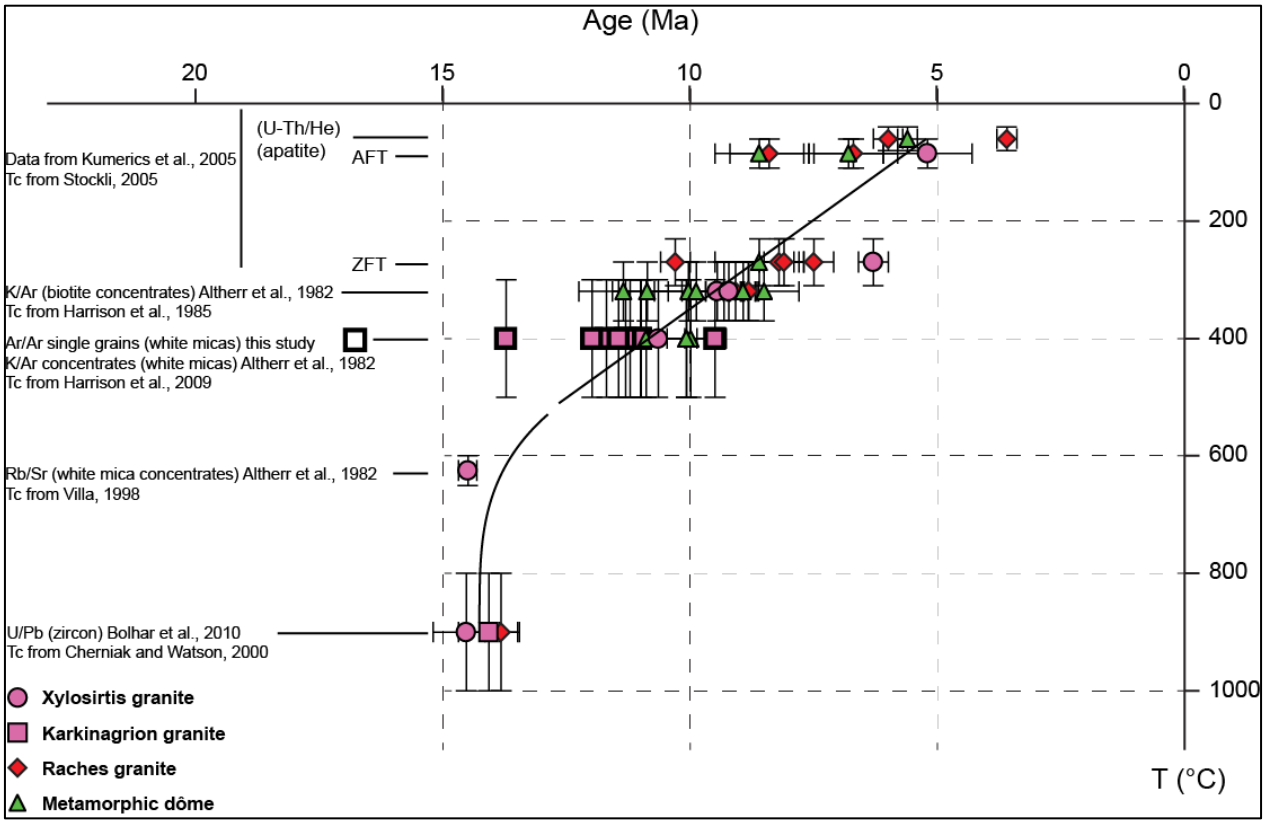


Figure 83 : Compilation des données radiochronologiques montrant le refroidissement du dôme métamorphique et des trois granites de l'île d'Ikaria. *Le chemin T-t linéaire tracé correspond à celui utilisé tout au long de la discussion.*

Afin de comparer les températures de déformation dans le granite et le dôme, une question est de savoir à quelle température le granite s'équilibre au géotherme régional. Le granite de Raches induit un faible métamorphisme de contact (+50 °C) sur le nord du dôme comme l'indique l'étude RSCM (Fig. 12 ; article 1), montrant qu'il n'est pas encore équilibré thermiquement pour une

température régionale maximale de 530 ± 65 °C (les barres d'erreur comprennent l'erreur de 50 °C sur la méthode (Beyssac et al., 2002) et la dispersion des températures calculées par échantillon)). La température d'équilibrage thermique entre les granites et le dôme est donc comprise entre 530 ± 65 °C et 400 ± 100 °C (Tf du système K-Ar sur muscovite). Les conditions de déformation de la zone de cisaillement de Agios-Kirykos sont de ~400 °C pour 3-4 kbar (Kumerics et al., 2005). Ces conditions tombent dans la gamme de températures possibles pour l'équilibrage thermique entre le dôme et les granites. Il est donc très probable que les conditions P-T pour cet incrément de déformation soient partagées par les granites et le dôme qui s'exhument sous le détachement d'Agios-Kyrikos.

Dès lors, les granites et le dôme métamorphique enregistrent un refroidissement commun (Fig. 83), comme l'indique la similitude des âges K-Ar sur muscovite et sur biotite (Altherr et al., 1982 ; une Tf de 320 ± 50 °C a été prise d'après Harrison et al. (1985) qui ont travaillé sur des biotites aux compositions similaires avec un X_{Mg} proche de 0.5) ainsi que par la similitude des âges AFT, ZFT et (U-Th)He sur apatite (Kumerics et al., 2005 ; Tf tirées de Stockli, 2005). Une vitesse de refroidissement moyenne a été calculée à partir de ces données entre la fermeture du système K-Ar sur mica blanc et (U-Th)/He sur apatite. Les données extrêmes pour les âges Ar/Ar sur mica blanc de cette thèse ont été retirées du calcul. Les moyennes des âges pour chaque thermochronomètre ont été utilisées pour le calcul, qui indique un taux de refroidissement de 55 °C/Ma. Ce taux de refroidissement est en ligne avec ceux retrouvés pour les autres MCC dans le domaine Egéen, entre 30 et >100 °C/Ma (voir tableau 1 dans Brichaud et al., 2008, et références associées). Par comparaison à ces études, le refroidissement relativement rapide sur Ikaria peut être attribué à une exhumation tectonique. Il est à noter que ce taux calculé représente une moyenne pour le MCC et probablement une valeur minimale pour le complexe granitique. En effet, quand il est calculé localement sur un seul échantillon de granite à partir des différents thermochronomètres, il est plus élevé (70-100°C ; Kumerics et al., 2005).

Pour chaque thermochronomètre de basse température (ZFT, AFT, (U-Th)/He sur apatite), il est observé un vieillissement des âges du nord vers le sud, lié à l'exhumation du mur du détachement vers le sud, les roches les plus méridionales traversant les différents isothermes (considérés horizontaux) avant les roches les plus septentrionales (Kumerics et al., 2005). Cela peut être observé à condition que les échantillons se situent à des profondeurs structurales comparables (vis-à-vis du détachement), ce qui est principalement le cas sur le versant nord d'Ikaria, qui montre

un pendage proche de celui des structures déformées. Sur le versant sud de l'ile qui correspond à un abrupt de quasiment 1000 mètres en direction du sud, dans le cas où le détachement ne serait pas basculé, les âges devraient rajeunir puisque l'on traverse les paleo-isothermes dans le sens d'une température croissante en descendant dans la topographie. Cela n'est pas observé justement car les structures sont basculées, comme l'indique le pendage fort vers le sud de la foliation du complexe granitique, le pendage vers le sud-est des détachements à Fanari (Fig. 4 ; article 1), et la concentricité des paléo-isothermes de température maximale révélée par l'étude RSCM (Fig. 12 ; article 1). Cet effet de vieillissement vers le sud explique en partie la dispersion des âges pour un même thermochronomètre (Fig. 83). Il sera à prendre en compte dans l'interprétation des âges Ar/Ar.

4.1.2 Estimation des températures de fermeture (Tf) pour le mica blanc et le feldspath potassique

Les estimations des Tf pour le mica blanc et le feldspath potassique ont été réalisées via le programme CLOSURE (Ehlers et al., 2005). Le taux de refroidissement moyen du MCC de 55°C/Ma retrouvé dans la sous-section précédente a été arrondi à 60 °C/Ma, valeur plus proche de ce qui avait été calculé par Kumerics et al. en 2005. Pour le mica blanc, les paramètres de diffusion ont été tirés de la dernière calibration expérimentale réalisée (Harrison et al., 2009) dont la cohérence avec la dernière calibration empirique avait été vérifiée (Kirschner et al., 1996). Pour ces auteurs, les valeurs de ces paramètres les plus satisfaisantes sont : E = 267 kJ/mol ; D_0 = 20 cm²/s pour des pressions de 5 kbar, qui représentent un maximum pour le refroidissement considérant une pression de mise en place autour de 5 kbar (article2). Un modèle de cylindre infini a été pris pour la géométrie de la diffusion. Concernant le feldspath potassique, les paramètres directement donnés par le programme CLOSURE ont été gardés (i.e. E = 183 kJ/mol ; $D_0 = 9.8.10^{-3}$ cm²/s ; modèle sphérique pour la géométrie de diffusion ; Foland, 1994).

Les résultats sont présentés en figure 84 ou les Tf sont projetées en fonction de la taille (diamètre) du domaine de diffusion. Les Tf des micas blancs sont bien comprises entre 300 (~310 °C pour une taille de 1 µm) et 500 °C (~490 °C pour une taille de 1 mm), comme il avait été prévu dans la sous-section précédente. Les Tf du feldspath potassique sont ~140°C inférieures à celles du

mica blanc.

Ces valeurs seront à comparer avec les températures de déformation pour les différentes microstructures et différents échantillons, ainsi que les tailles de grain retrouvées dans ces structures. Il est rappelé que la taille du domaine de diffusion pour le mica blanc correspond au diamètre du grain mesuré sur le plan basal (001) qui généralement se parallélise au plan XY de la déformation, et qui donc ne peut être qu'approximativement estimée sur des coupes d'échantillon orientées parallèlement au plan XZ. La diffusion du ^{40}Ar dans le feldspath potassique est contrôlée par différents sous-domaines caractérisés par différentes tailles et donc différentes Tf. (Lovera et al. 1989). La taille de grain apparente ne peut donc pas être directement corrélée à la taille du domaine de diffusion, généralement bien plus restreinte.

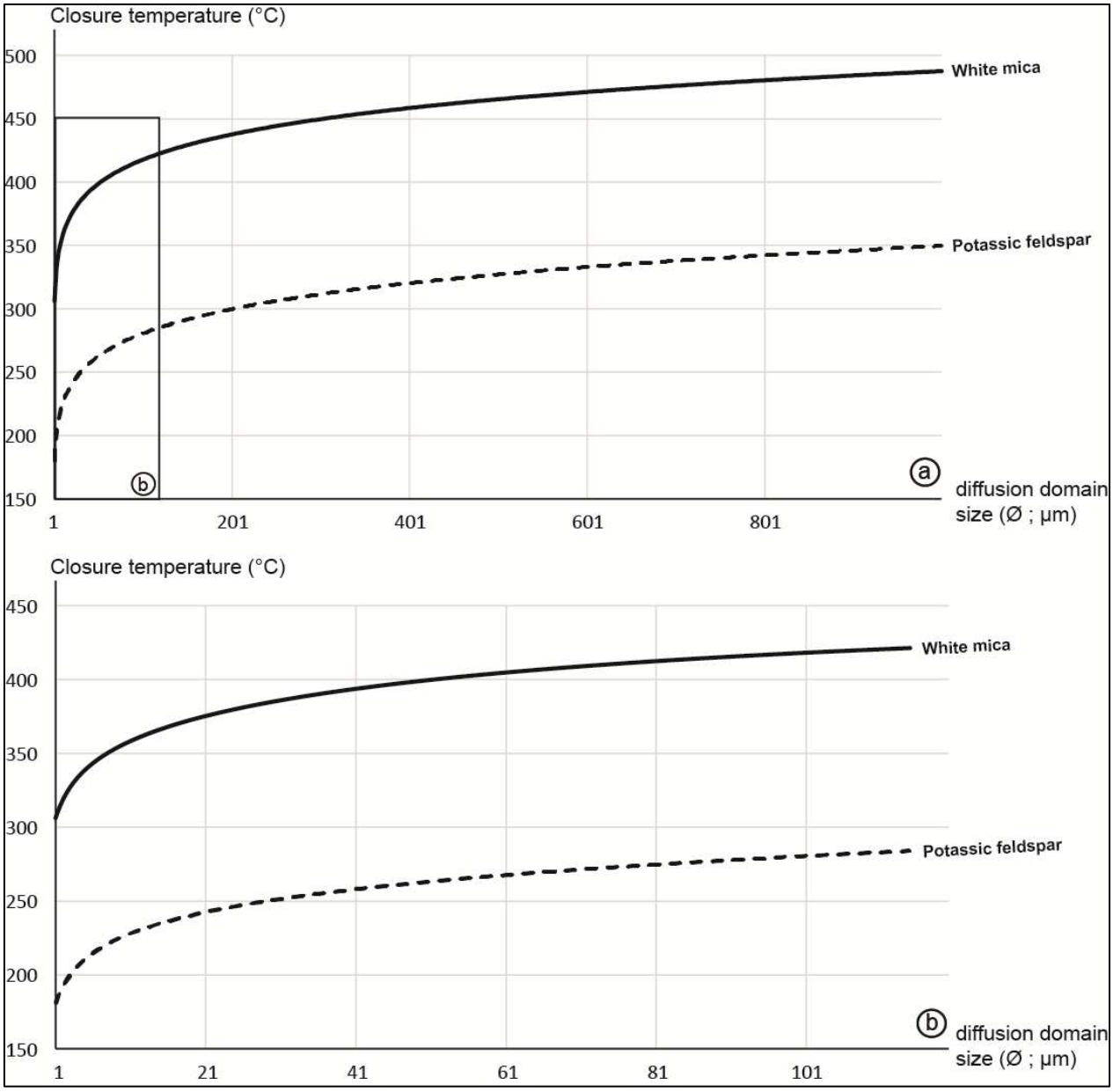


Figure 84 : Tf vs taille de grain (diamètre du plan (001) pour le mica blanc et diamètre de la sphère équivalente au grain pour le feldspath potassique) dans le cas du massif d'Ikaria. *Voir le texte pour les valeurs des paramètres de la formule de Dodson (1978) choisies.*

4.1.3 Localisation de la déformation, gradients d'intensité de la déformation et température de déformation

Le scenario décrit dans l'article 2 pour le complexe granitique indique un passage de

conditions de déformation sub-magmatiques à des conditions ductiles puis à des conditions fragiles vers le détachement de Gialiskari. La succession de ces différents styles de déformation est à relier au premier ordre à une diminution progressive de la température. Le fait de retrouver des reliques de déformation liée à des conditions thermiques de plus en plus élevées en s'éloignant du détachement indique au premier ordre une localisation de la déformation vers le détachement pendant le refroidissement et l'exhumation, qui est parfaitement retranscrite par la caractérisation de l'intensité de la déformation par analyse d'image qui indique une intensification vers le détachement (Fig. 85).

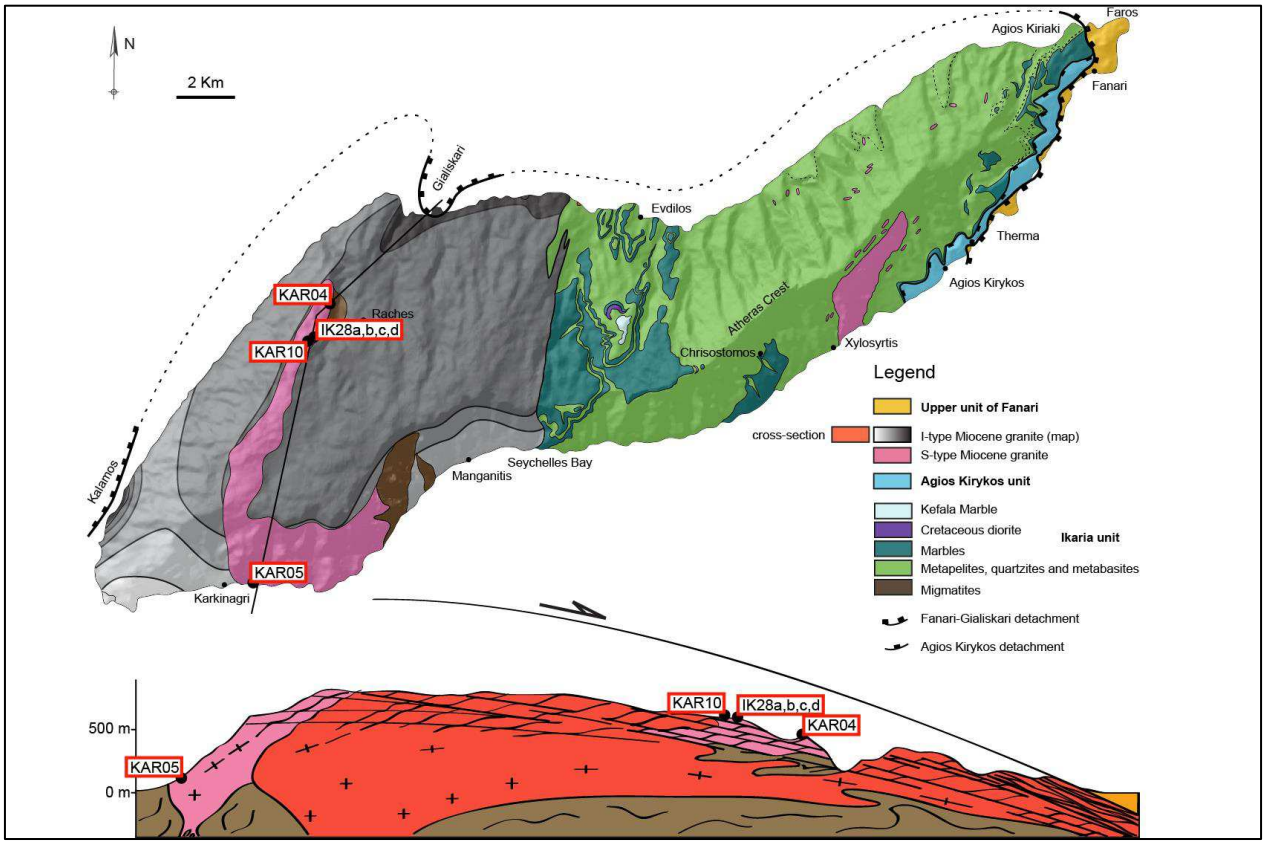


Figure 85 : Carte géologique d'Ikaria et coupe à travers le complexe granitique. *Les grades de déformation sont indiqués en niveaux de gris pour le granite de Raches sur la carte, les niveaux les plus noirs étant associés aux intensités les plus fortes. Les échantillons datés dans cette étude sont également projetés.*

Les échantillons KAR05 (protolithe), KAR10 et KAR04 (mylonite) retranscrivent bien le gradient de premier ordre (voir échantillonnage ; Fig. 85). A l'échelle de l'échantillon, l'augmentation de la densité des bandes de cisaillement entre les échantillons KAR10 et KAR04

est interprétée comme une augmentation de l'intensité de la déformation (Fig. 9c et 9d). Une déformation plus intense encore est enregistrée dans les échantillons Ik28a,b,c, qui montrent une densité encore plus forte des bandes de cisaillement, une diminution de l'angle entre la foliation et les bandes de cisaillement, et le développement de bandes d'ultramylonites et de pseudotachylites (Fig. 10). Ces échantillons ayant été prélevés à une position structurale située entre celles des échantillons KAR10 et KAR04 (proche du KAR10), cette intensification de la déformation indique la présence de gradients de déformation de second ordre. La nature des précurseurs des ultramylonites et des pseudotachylites peut être discutée. Les pseudotachylites peuvent dériver d'ultracataclasites (Maddock, 1992 ; Magloughlin, 1992). La formation de ces deux roches peut également être contemporaine (Fabbri et al., 2000 ; Takagi et al., 2000). Les ultramylonites peuvent enfin dériver de pseudotachylites (Passchier, 1982 ; Takagi et al., 2000). Différentes combinaisons semblent possibles entre des phases de mouvement rapide et des phases de mouvement plus lent (alternance de cycles sismiques et asismiques). Des critères de différenciation de ces différents types de roches sont synthétisés dans Passchier et Trouw (2005). La présence de cataclasites et de pseudotachylites (Fig. 10) est de toute façon prouvée sur cet affleurement. La question du précurseur est particulièrement sensible pour l'ultramylonite datée dans cette thèse. Sur les sections polies Ik28aA et Ik28aB (respectivement Figs. 34;36 et 38;41), le contact franc entre l'ultramylonite et la roche encaissante suggère que la première s'est formée à partir d'un précurseur autre que la mylonite, car il devrait exister autrement un gradient de déformation entre la mylonite et l'ultramylonite. Les clastes sont arrondis, en raison de la déformation ductile finale, et forment une matrice claire a priori entièrement cristallisée. Cette matrice semble également former les bandes de cisaillement ainsi que la zone à grain fins retrouvée en haut à gauche de la section Ik28aB, qui n'est pas parallèle aux structures. Ces observations sont plutôt des arguments en faveur d'une nature d'ultracataclasite pour le précurseur de l'ultramylonite. Inversement, le fait que l'ultramylonite soit appauvrie en micas (Fig. 41) est en faveur de la fusion préférentielle de ces minéraux dans une pseudotachylite. De plus, « l'érosion » préférentielle de certains minéraux de la roche encaissante au niveau de l'éponte de l'ultramylonite, comme les feldspaths ou les micas, conforte la théorie d'une pseudotachylite comme précurseur (Fig. 39). Les différentes observations réalisées sur les autres échantillons, comme le fait que les cataclasites comprennent des clastes de mylonites (Fig. 20), le fait que des lambeaux de cataclasites soient retrouvés entre la mylonite et la pseudotachylite (Fig. 19a) indiquent cette succession : mylonite → cataclasite/ultracataclasite →

pseudotachylite → ultramylonite. Cette succession décrit une double transition ductile-cassant-ductile (Passchier, 1982 ; Takagi et al., 2000). Dans tous les cas, la formation d'ultracataclasites et/ou de pseudotachylites indique une augmentation subite de la vitesse de déformation liée à la localisation de la déformation sur cet affleurement.

A l'échelle de la lame mince, les premiers incréments les moins intenses de la déformation ductile sont représentés par la foliation de l'échantillon KAR10 qui montre une recristallisation dynamique du quartz par migration des joints de grains (GBM) (Fig. 13b), la recristallisation partielle des micas (Fig. 13a), et l'étirement des niveaux à feldspaths par désagrégation du plagioclase qui se mélange au feldspath potassique. Cette dernière texture est retrouvée dans tous les échantillons et toutes les microstructures (e.g. Fig. 14d). Elle indique en apparence que le plagioclase est cassant et que le feldspath potassique se comporte ductilement, mais il n'y a pas de raisons d'un tel différentiel de comportements. Ces structures sont interprétées comme une désagrégation cassante du plagioclase dont les ombres de pressions sont comblées par le feldspath potassique qui enregistre des épisodes de dissolution-précipitation, comme l'indique par exemple sa présence dans les sites dilatants entre les cristaux de plagioclase (Fig. 13d). Ce mécanisme a été recensé par d'autre études (e.g. Killian et al., 2011, dans le cas du quartz et du feldspath potassique). Les bandes de cisaillement sont caractérisées par des structures différentes, toujours avec le mélange à feldspaths mais une recristallisation dynamique du quartz qui se fait cette fois par rotation des sous-grains (SGR) (Fig. 13f), l'interconnexion des micas liée à leur recristallisation et la formation d'agrégats polyminéraux à plagioclase, quartz et biotite verte ± chlorite (Fig. 14c et 14d). La taille de grain est globalement réduite par rapport à celle de la foliation. Le passage de la recristallisation dynamique du quartz du GBM au SGR peut indiquer une diminution de la température ou une augmentation de la vitesse de déformation (Stipp et al., 2002). La formation d'agrégats polyminéraux à grains fins peut indiquer une composante plus importante de fluage diffusion dans la déformation, impliquant une augmentation de la vitesse de déformation dans les bandes de cisaillement, compatible avec une localisation de la déformation dans ces structures (e.g. Behrmann et Mainprice, 1987 ; Stünitz et Fitz Gerald, 1993 ; Fliervoet et al., 1997 ; Bruhn et al., 1999 ; Stünitz et Tullis, 2001 ; Holyoke et Tullis, 2006 ; Song et Ree, 2007).

Les mêmes microstructures sont retrouvées dans l'échantillon KAR04 à la seule différence que la recristallisation du quartz se fait par SGR aussi bien dans les bandes de cisaillement que dans la foliation (Fig. 15). Cela est en accord avec le fait que la déformation est globalement plus

intense dans cet échantillon. La taille de grain dans les bandes de cisaillement est drastiquement réduite par rapport à celle de la foliation (Fig. 15), et ce pour un même mécanisme de déformation (SGR). Cette différence de taille de grain est interprétée comme reflétant une température plus basse lors de la déformation dans les bandes de cisaillement.

Les mêmes structures sont observées dans l'échantillon Ik28a. La parallélisation de la foliation aux bandes de cisaillements et la réduction généralisée de la taille de grain ne permettent plus de faire la différence entre les structures, en tout cas en ce qui concerne le quartz et les feldspaths. Cependant, les bandes de cisaillement sont très bien définies par l'interconnexion des cristaux de micas blanc, ou par des niveaux très fins à quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite ± chlorite et mica blanc (Fig. 17a).

Des investigations thermobarométriques sur l'assemblage minéralogique des différentes structures n'ont pas été entreprises. Les seules estimations pour l'île d'Ikaria publiées ont été réalisées par Kumerics et al. (2005) à partir de l'observation d'assemblages minéralogiques à l'équilibre à disthène, andalousite, chlorite, chloritoïde dans les métasédiments de l'unité d'Ikaria (partie qui n'est pas affectée par la fusion partielle du MCC). Cet assemblage, en l'absence de biotite, indique des températures de déformation de 350-400 °C pour des pressions de 3-4 kbar dans la zone de cisaillement d'Agios-Kirykos. Des températures plus faibles doivent être enregistrées dans l'unité d'Agios-Kirykos sous le détachement ductile puis cassant de Fanari lors du relais entre les deux structures (voir article 1). Comme indiqué dans le scenario de l'article 2, le complexe granitique a été exhumé grâce à l'activité d'un système de détachements ductile et cassant : la zone de cisaillement ductile d'Agios Kirykos puis le détachement de Fanari-Gialiskari jusqu'en position de croûte supérieure cassante. Le complexe granitique ayant enregistré des conditions thermiques de déformation sub-magmatiques au début de son histoire, les différentes structures décrites ci-dessus ont probablement enregistré des températures de déformation au-dessus pour certaines, et en dessous pour d'autres, de la température estimée pour la déformation dans l'unité d'Ikaria (i.e 350-400 °C ; Kumerics et al., 2005). Les assemblages observés dans les bandes de cisaillement (i.e un feldspath potassique dont la composante en orthose est égale ou plus forte que celle du feldspath magmatique (i.e. 90-97 % ; Fig. 21), un plagioclase dont la composante en albite est plus forte que le cœur du feldspath magmatique (i.e. 80-90 % ; Fig. 21), de la phengite avec une quantité de Si comprise entre 3.10 et 3.30 a.p.f.u. (Fig. 23) et de la biotite verte (Fig. 22)) sont proches de celui retrouvé par Bukovska et al. (2016) sur des granites déformés le long du

cisaillement sud-armoricain, qui a permis d'estimé des conditions P-T de 300-350 °C pour 1-4 kbar. La différence est la présence systématique de biotite dans les bandes de cisaillement qui prévoie des températures plus fortes. Cependant, l'espèce minérale retrouvée est la biotite verte (Fig. 22), qui est moins riche en Ti que la biotite brune et stable en dessous de l'isograde d'apparition de la biotite brune (voir discussion dans Bozkurt et al., 2011). La diminution du Ti dans cette biotite entre la foliation et les bandes de cisaillement pour un échantillon et globalement entre les échantillons les moins déformés et les plus déformés (Fig. 22) peut indiquer une diminution de la température de déformation. Enfin, l'existence d'alternance de phases cassantes et ductiles sur l'affleurement des échantillons IK28a,b,c indique une déformation à la transition ductile-cassant pour des températures proches de ~350 °C (Scholz, 1988).

Au total, une température de déformation > 550 °C est à prévoir pour la formation de la foliation de l'échantillon KAR10 dans laquelle l'assemblage néoformé est proche de l'assemblage magmatique et pour laquelle la recristallisation du quartz se fait par GBM (Stipp et al., 2002 ; bien que la vitesse de déformation puisse également avoir un rôle sur le mécanisme impliqué dans la recristallisation dynamique du quartz). Des températures inférieures sont à prévoir pour les bandes de cisaillement de cet échantillon (KAR10) et dans toutes les microstructures des autres échantillons du fait de la recristallisation du quartz par SGR et d'un assemblage néoformé de plus basse température. Cet épisode de déformation ductile est probablement le même que celui enregistré dans la zone de cisaillement de Agios Kirykos par Kumerics et al. (2005) (350-400°C). Les températures de déformation les plus faibles sont certainement enregistrées par l'affleurement à cataclasites, pseudotachylites et ultramylonite à une température proche de 350°C. Tout cela montre une corrélation entre localisation de la déformation (i.e. augmentation des vitesses de déformation) et diminution de la température de déformation au cours de l'exhumation, vers le détachement de Gialiskari, mais également au travers des gradients de second ordre.

4.1.4 Signification des âges Ar/Ar

4.1.4.1 Signification des âges Ar/Ar sur mica blanc

L'ensemble des données indique des âges plus vieux dans les clastes de muscovite magmatique et plus jeunes dans les phengites néoformées dans les structures déformées (Fig. 86). Les interprétations ne font pas appel aux mêmes mécanismes entre les clastes, qui cristallisent avant la déformation, et les blastes situés dans les structures déformées qui se forment pendant la déformation. La discussion sera en conséquent divisée en deux parties traitant séparément de ces types de cristaux.

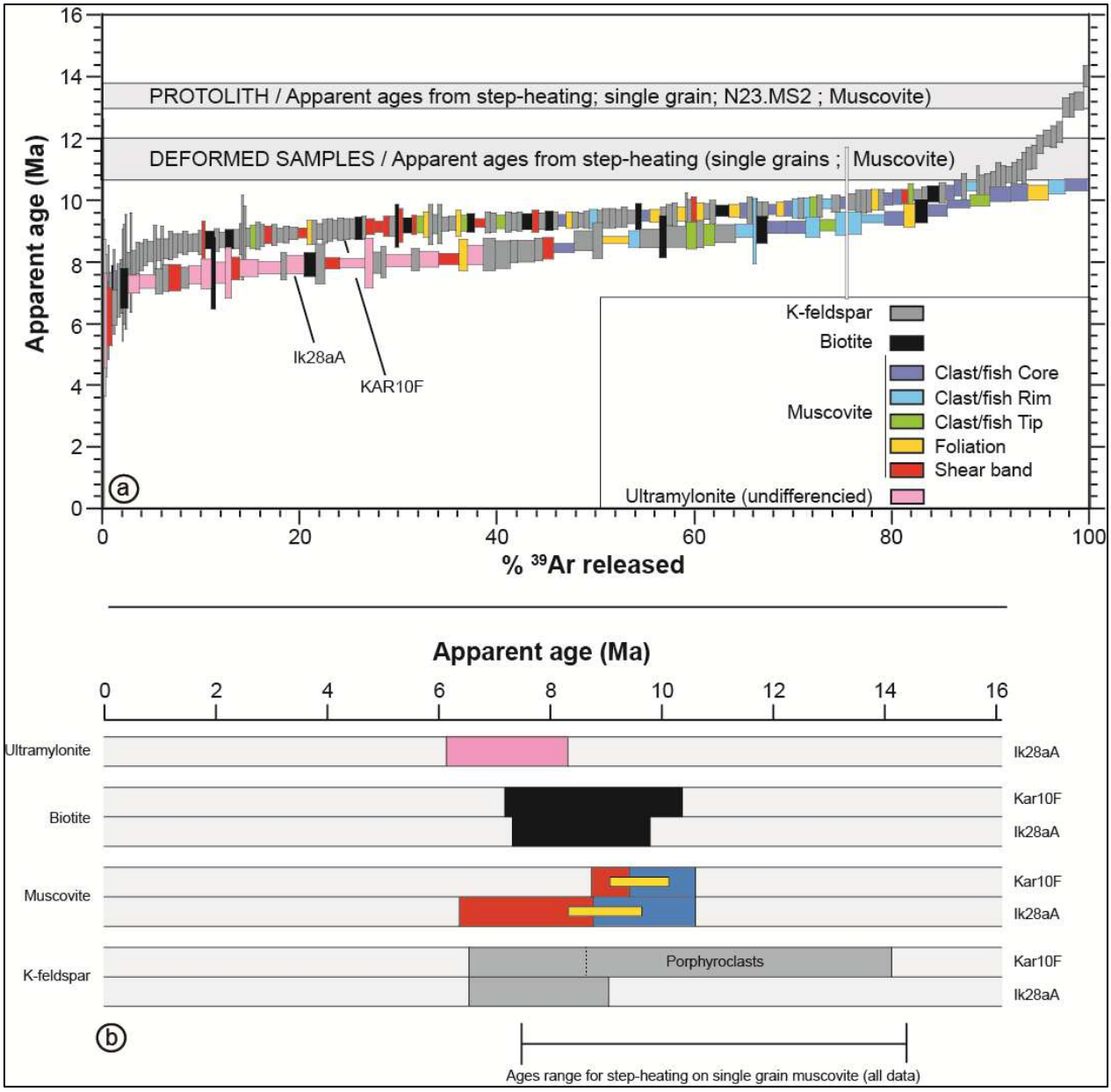


Figure 86 : Synthèse des âges obtenus à l'issue de la campagne de datations. a) *Ages in situ triés des plus jeunes aux plus vieux pour les sections polies KAR10F et Ik28aA. Les gammes d'âges obtenues sur monograins en step-heating sont également indiquées. b) Synthèse des gammes d'âges obtenues en in situ en fonction des échantillons, des phases minérales ainsi que des textures datées.*

- *Clastes de muscovite magmatique*

L'interprétation concernant les clastes de muscovite magmatique fait intervenir la datation en step-heating sur monograin et la datation *in situ*. Les différentes données obtenues en step-heating montrent des spectres relativement groupés et compris dans la gamme 11-12 Ma à partir

de 5 % de ^{39}Ar dégazé, mis à part les analyses concernant le protolithe KAR05, dont un spectre est très perturbé (N16.MS2) et l'autre sort de cette gamme à ~13-13.5 Ma (N23.MS2), et une analyse d'un grain de l'échantillon Ik28a (N13.MS2) dont le spectre atteint la gamme 11-12 Ma à seulement 70 % de ^{39}Ar dégazé (Figs. 27 et 28). Il n'existe pas de corrélation entre l'âge total, la taille de grain (Fig. 29a) ou l'intensité de la déformation enregistrée par l'échantillon (Fig. 29d). Inversement, il a été observé une corrélation entre l'âge apparent à l'intercept bas et l'intensité de la déformation enregistrée par l'échantillon (Fig. 29e). L'interprétation de ce type de spectre en perte est toujours ambiguë entre la présence de gradients de diffusion, de neocristallisations, l'activation de chemins préférentiels de diffusion ou encore l'effet de circulations de fluides sur la bordure des grains (voir discussion dans Sanchez et al. 2011). Le fait que cette corrélation soit observée pour certains grains et pas pour d'autres réfute la présence de gradients de diffusion. Le fait que l'âge apparent soit faible pour uniquement les 5 premiers pourcents de ^{39}Ar dégazé indique que ce rajeunissement est restreint aux bordures des clastes qui semblent relativement altérées, émoussées et recristallisées pour les cristaux provenant des échantillons déformés (Fig. 25).

La datation *in situ* des clastes de muscovite montre sporadiquement du rajeunissement des âges depuis leur cœur vers leur bordure. Une corrélation claire apparait pour plusieurs clastes/échantillons entre ce rajeunissement et le changement de composition chimique montrant une composition de muscovite en cœur et de phengite en bordure (e.g. Fig. 31). Cette texture est observée dans les domaines déformés (par exemple, le protolithe ne montre pas ce type de texture) ce qui indique qu'elles sont facilitées par la déformation. Le rajeunissement en bordure des grains et au début des analyses en step-heating peut donc être interprété comme la participation dans le signal de cristaux de phengite formés pendant la déformation. Les âges plus jeunes peuvent être liés à des phengites qui ont cristallisé plus tard ou des grains plus petits associés à une Tf plus basse (voir sous-section suivante sur l'interprétation des âges Ar/Ar des phengites). Globalement, les âges les plus vieux obtenus dans les cœurs des clastes de muscovites sont comparables d'un claste à l'autre et d'un échantillon à l'autre, entre 9 et 11 Ma (Fig. 86), ce qui est cohérent avec les résultats obtenus par l'approche step-heating (11-12 Ma), bien que légèrement plus jeunes. Cette différence peut être expliquée par un double biais d'échantillonnage, les clastes automorphes et peu déformés selectionnés pour le step-heating donnant des âges relativement plus vieux, tandis que les données *in situ* ne sont pas assez nombreuses pour représenter statistiquement la gamme d'âge totale (et donc les âges les plus vieux à 12 Ma). Les mêmes âges relativement vieux (9-11 Ma) sont obtenus

dans les clastes situés dans l'ultramylonite dérivant d'une pseudotachylite (selon l'interprétation faite dans la section précédente), ce qui indique que la fusion n'a pas entrainé de perte d'Ar par diffusion dans ces cristaux, surement en raison de la rapidité de l'événement.

Au total, le regroupement des âges des clastes de muscovite autour de 11-12 Ma quel que soit l'échantillon duquel les grains sont extraits est interprété comme un âge global de refroidissement. La modélisation (Fig. 84) prévoie des Tf situées entre 450 et 480 °C pour la gamme de tailles de grain représentée par les clastes magmatiques datés (i.e. 400-800 µm considérant un diamètre moyen entre le grand et le petit axe des grains ; Fig. 25). Considérant le chemin T-t, ces Tf sont associées à des âges de refroidissement théoriques de 11.5-12 Ma, se recoupant avec les âges réellement mesurés entre 11 et 12 Ma (Fig. 87), ce qui conforte l'interprétation d'âges de refroidissement. L'interprétation de la décorrélation complète entre les âges obtenus et les tailles des grains datés reste ouverte (Fig. 29a). Il est important de rappeler que la déformation peut entrainer une réduction de la taille du domaine de diffusion (e.g. Lee, 1995 ; Kramar et al., 2001 ; 2003 ; Cosca et al., 2011). La taille du domaine de diffusion est dans ce cas indépendante mais plus petite que de la taille de grain originelle, ce qui explique la décorrélation entre les âges et les tailles de grains d'une part, et le fait que les âges obtenus sont plus jeunes que ceux prédits par la modélisation d'autre part.

A l'inverse, les âges de refroidissement théoriques estimés dans le paragraphe précèdent à partir des tailles de grain et du chemin T-t sont plus jeunes que l'âge obtenu sur le monograin (N23.MS2) du protolithe KAR05 (13-13.5 Ma) (Fig. 87), à tailles de grain comparables. Il existe plusieurs différences entre le protolithe est les échantillons déformés. La première la plus direct est la différence de déformation finie enregistrée. La différence d'âge pourrait être expliquée par le fait que les grains provenant du protolithe ont retenu le ^{40}Ar plus tôt, c'est-à-dire à des températures plus hautes, que les échantillons déformés, car ces derniers ont vu leurs tailles de domaines de diffusion réduites en raison de la déformation. L'autre différence est la position géographique des échantillons, relativement septentrionale pour les échantillons déformés, et relativement méridional pour le protolithe (Fig. 85). Il a été montré (voir sous-section sur l'histoire T-t du MCC) que les zones méridionales avaient enregistré le passage dans des domaines structuraux plus haut avant les zones septentrionales pendant le refroidissement tectonique (d'après les données thermochronologiques de Kumerics et al., 2005, et en considérant des isothermes à l'équilibre horizontaux), ce qui pourrait expliquer que les âges Ar/Ar soient plus vieux au sud de l'île qu'au

nord. Le problème est que vers 13-14 Ma, le granite n'était pas encore équilibré thermiquement et la géométrie des isothermes était surement plus compliquée. Cet âge est surprenant car il est <1 Ma plus jeune que l'âge de cristallisation du granite. Il ne peut clairement pas être considéré comme âge de refroidissement dans l'état actuel de ce qui est connu de l'île d'Ikaria et des paramètres de diffusion du mica blanc. Les deux possibilités d'interprétation, qui resteront ouvertes, sont que 1) l'âge est affecté par une faible composante d'excès de ^{40}Ar ou 2) la muscovite est dans certains cas plus rétentive que ce qu'indiquent les dernières études expérimentales et empiriques (Kirschner et al., 1996 ; Harrison et al., 2009).

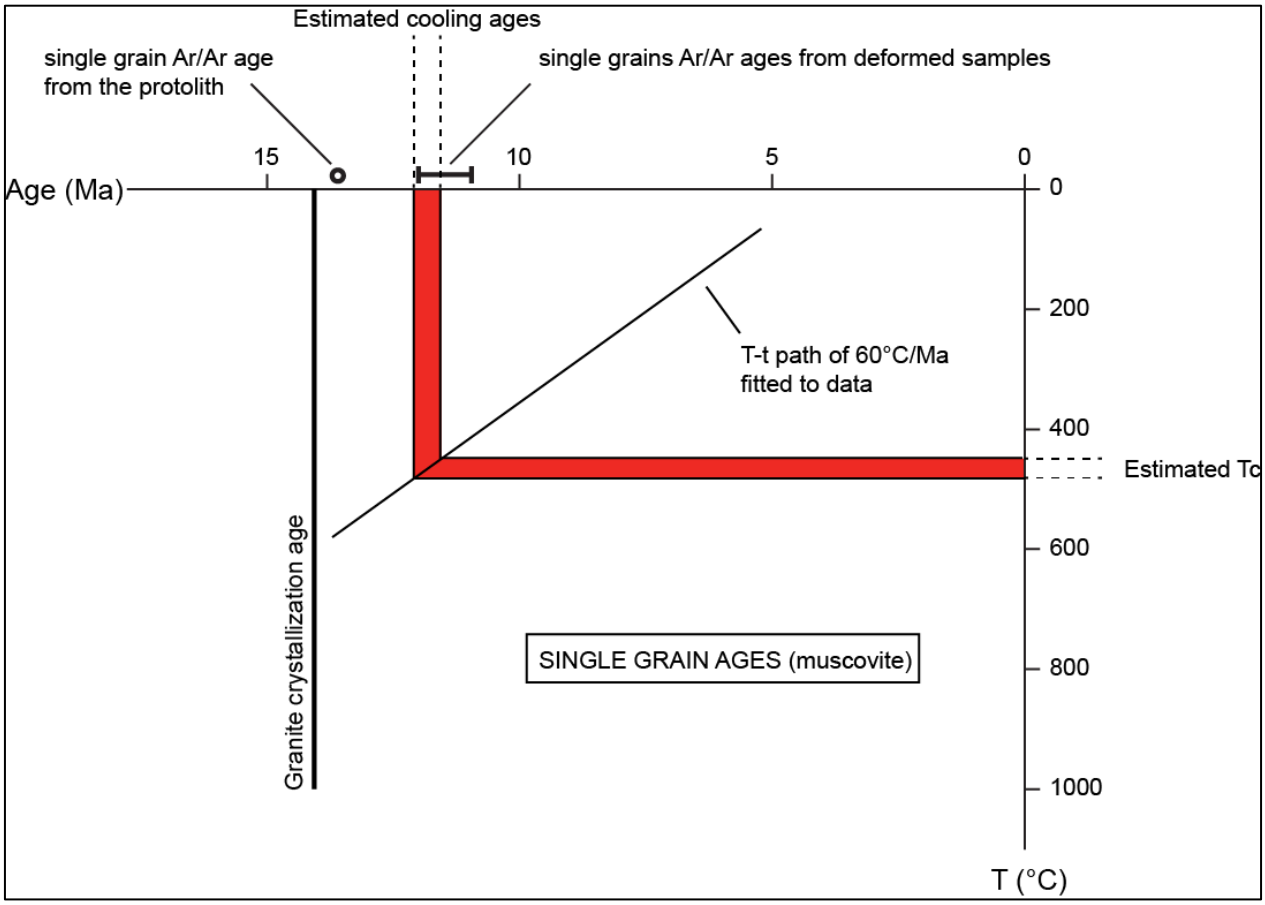


Figure 87 : Comparaison des âges de refroidissement théoriques calculés à partir de l'estimation des Tf (Fig. 84) et du chemin T-t avec les âges réellement mesurés pour la muscovite en step-heating.

- *Cristaux néoformés de phengite*

Comme indiqué dans la sous-section précédente, des cristaux de phengite sont

sporadiquement présents sur le pourtour des clastes magmatiques dans les roches déformées. Pendant la déformation, ces clastes peuvent se ségréger en plus petits fragments pouvant également accompagner la néoformation de phengite (Fig. 17b). Dans ce cas, il semble difficile de discriminer des fragments de clastes magmatiques et des petits blastes néoformés de phengite, à moins qu'une cartographie élémentaire (Ti, Na, Fe, Mg, Si, Al) n'ait été faite. Ces cartographies montrent bien la différence de composition chimique entre les cœurs des clastes de composition de muscovite et les zones à plus petits cristaux qui comportent des mélanges de domaines avec une composition de muscovite et de domaines avec une composition de phengite (Figs. 23 et 31). La datation des microstructures déformées a donc un potentiel de mélanger les signaux de différentes familles de mica blanc. Néanmoins, dans les structures les plus fines, (50-100 µm ; les bandes de cisaillement généralement) il existe des zones aux compositions phengitiques homogènes sur des domaines plus grands que la taille du laser d'ablation (i.e. 50-100 µm ; Figs. 23 et 31) ce qui laisse envisager que certaines analyses ne traduisent que le signal des phengites. Un paramètre difficile à estimer pour les structures déformées (foliation ou bande de cisaillement) est la taille des cristaux, en raison du fait qu'ils forment des agrégats et qu'il est difficile de distinguer les limites des grains par rapport aux clivages, et que ces agrégats réagissent souvent au polissage par de l'arrachement. L'estimation de la taille minimale de grain a été faite par rapport à celle de la biotite verte qui cristallise de manière isolée dans des agrégats polyminéraux (Fig. 14d). Sa taille de grain ne descend pas en dessous de 5-10 µm et il est très probable qu'il en soit de même pour la phengite. Cette taille de grain minimale correspond, selon la modélisation présentée en figure 84, à une Tf minimale de ~350°C, qui, via le chemin T-t, correspond à des âges de refroidissement minimaux de ~10 Ma. Cet âge tombe dans la gamme d'âges *in situ* retrouvés sur les clastes magmatiques qui se situent entre 10.5 et 8.5 Ma (Fig. 86). Il existe donc une gamme d'âges importante (10-7 Ma) qui ne peut être interprété en terme d'âge de refroidissement, dans le sens de Dodson (1973). Ces âges peuvent donc correspondre à des âges de cristallisation/de déformation. Les gammes d'âges associées à une même structure déformée (foliation ou bandes de cisaillement) sont légèrement plus vieilles pour l'échantillon le moins déformé (KAR10) que pour l'échantillon le plus déformé (Ik28aA), les âges retrouvés dans les bandes de cisaillement étant plus jeunes que ceux retrouvés dans la foliation pour les deux échantillons (Fig. 86). Concernant la foliation, les âges se recoupent franchement entre les deux échantillons, potentiellement en raison de mélanges entre les clastes de muscovites et les phengites néoformées (Fig. 13a), il est donc difficile de discuter de leur signification.

Inversement, les âges retrouvés sur les bandes de cisaillement ne se recoupent que très peu entre les deux échantillons, 8.5-9.5 Ma pour KAR10 et 7-8 Ma pour Ik28aA. Les âges à 8.5-9.5 Ma correspondent, selon le chemin T-t (Fig. 88) à des températures autours de 300°C, proches des températures de la déformation ductile les plus basses estimées dans la sous-section précédente.

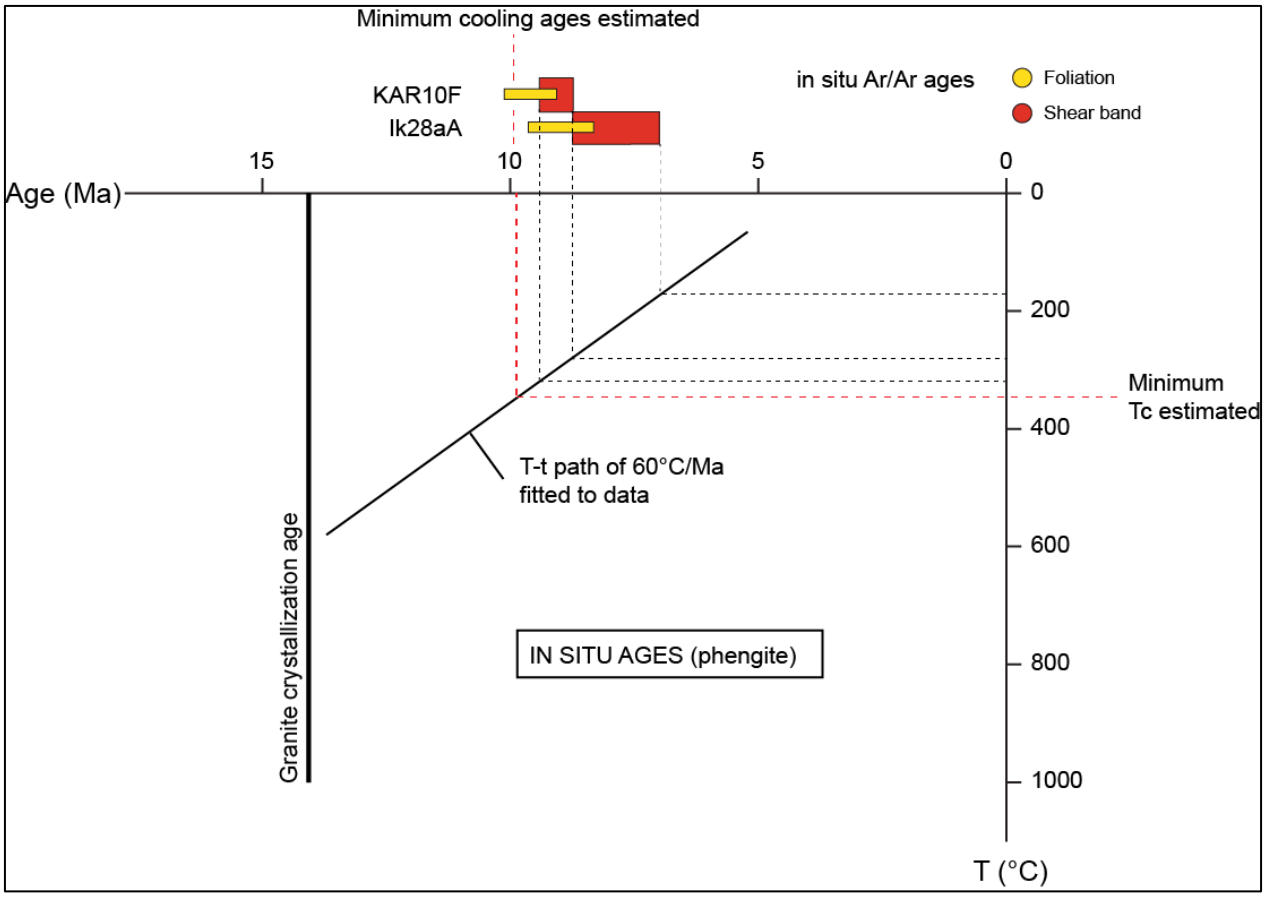


Figure 88 : Comparaison des âges de refroidissement théoriques minimum calculés à partir de l'estimation des Tf (Fig. 84) et du chemin T-t avec les âges réellement mesurés pour la phengite.

Ces âges sont interprétés comme les âges de la déformation ductile dans les bandes de cisaillement de l'échantillon KAR10. Les âges à 7-8 Ma correspondent, selon le chemin T-t (Fig. 88) à des températures inférieures à 300 °C et allant jusqu'à 160 °C, ce qui est bien en dessous des températures de la déformation ductile les plus basses estimées. L'examen attentif des âges *in situ* montre qu'une seule analyse aux larges barres d'erreur représente la partie de la gamme d'âge la plus basse à 6.14 ± 0.94 (#18). Cette analyse exclue, les âges retrouvés dans les bandes de cisaillement de cet échantillon sont plus resserrés autours de 7.5-8 Ma, ce qui correspond à des

températures de ~200 °C via le chemin T-t. L'obtention de ces âges à des températures si faibles indique qu'ils sont affectés par un évènement postérieur à une déformation purement ductile (voir section 4.1.4.3 sur la signification des âges dans les ultramylonites) ou à une circulation de fluides tardive.

4.1.4.2 Signification des âges Ar/Ar sur feldspath potassique

Pour le feldspath potassique, seule l'approche en step-heating a été utilisée. Globalement, pour l'ensemble des données, la gamme d'âge obtenue avec le feldspath potassique est la même que la gamme obtenue avec le mica blanc (Fig. 86). Les âges les plus jeunes sont comparables sur les deux sections polies à ~6.5 Ma. Ces âges sont obtenus sur les cristaux les plus petits situés dans les structures déformées (foliation ou bande de cisaillement) (Figs. 32, 36 et 41). A l'inverse, les âges les plus vieux sont significativement différents entre les deux sections polies, à ~14 Ma pour l'échantillon relativement peu déformé (i.e. KAR10) et ~9 Ma pour l'échantillon le plus déformé (i.e. IK28a) (Fig. 86). Sur la section polie du premier échantillon, les âges les plus vieux sont systématiquement retrouvés dans les porphyroclastes, qui n'existent pas dans le second échantillon en raison de la déformation plus intense. Pour l'échantillon KAR10, il est important de noter que les âges les plus vieux ne sont pas retrouvés dans le porphyroclaste le plus gros (en bas de la section polie), mais dans un autre porphyroclaste plus petit (plus haut sur la section) (Fig. 32). La différence entre les deux porphyroclastes est la présence d'inclusions d'autres minéraux (quartz, plagioclase et biotite) dans le plus gros, les âges plus jeunes pouvant être expliqués par des domaines de diffusion plus petits en raison de ces inclusions, si l'on réfléchit en termes d'âges de refroidissement. D'après les tailles de grain des cristaux donnant les âges les plus vieux (~1 mm pour le porphyroclaste de la section KAR10F) et les plus jeunes (~100 µm pour les trois sections polies KAR10F et Ik28aA et B), il a été estimé des Tf entre 275 et 350 °C à partir de la modélisation faite en figure 84. Combinés au chemin T-t (Fig. 89), les âges de refroidissement théoriques attendus sont de 8.75-10 Ma, une gamme beaucoup plus restreinte que celle des âges réellement mesurés (14-6.5 Ma) mais qui correspond presque au pic de probabilité, avec 42% des âges mesurés qui tombent dans la gamme d'âges théorique.

En adoptant le raisonnement inverse, si les âges les plus vieux obtenus (i.e. 12-14 Ma) sont à lier à un refroidissement, ils devraient être associés via le chemin T-t à des Tf supérieures à 450

°C (Fig. 89). Or, ces Tf correspondent à des tailles de grains supérieures à 5 cm (calculées à partir du logiciel CLOSURE ; Ehlers et al., 2005), qui n'ont jamais été observées dans le granite de Karkinagrion. Ces âges semblent donc aberrants est peuvent être interprétés de deux manières différentes : 1) ils sont affectés par de l'excès de ^{40}Ar ou 2) le feldspath peut être dans certaines conditions plus rétentif que ce qu'indiquent les dernières études expérimentales (Foland, 1994).

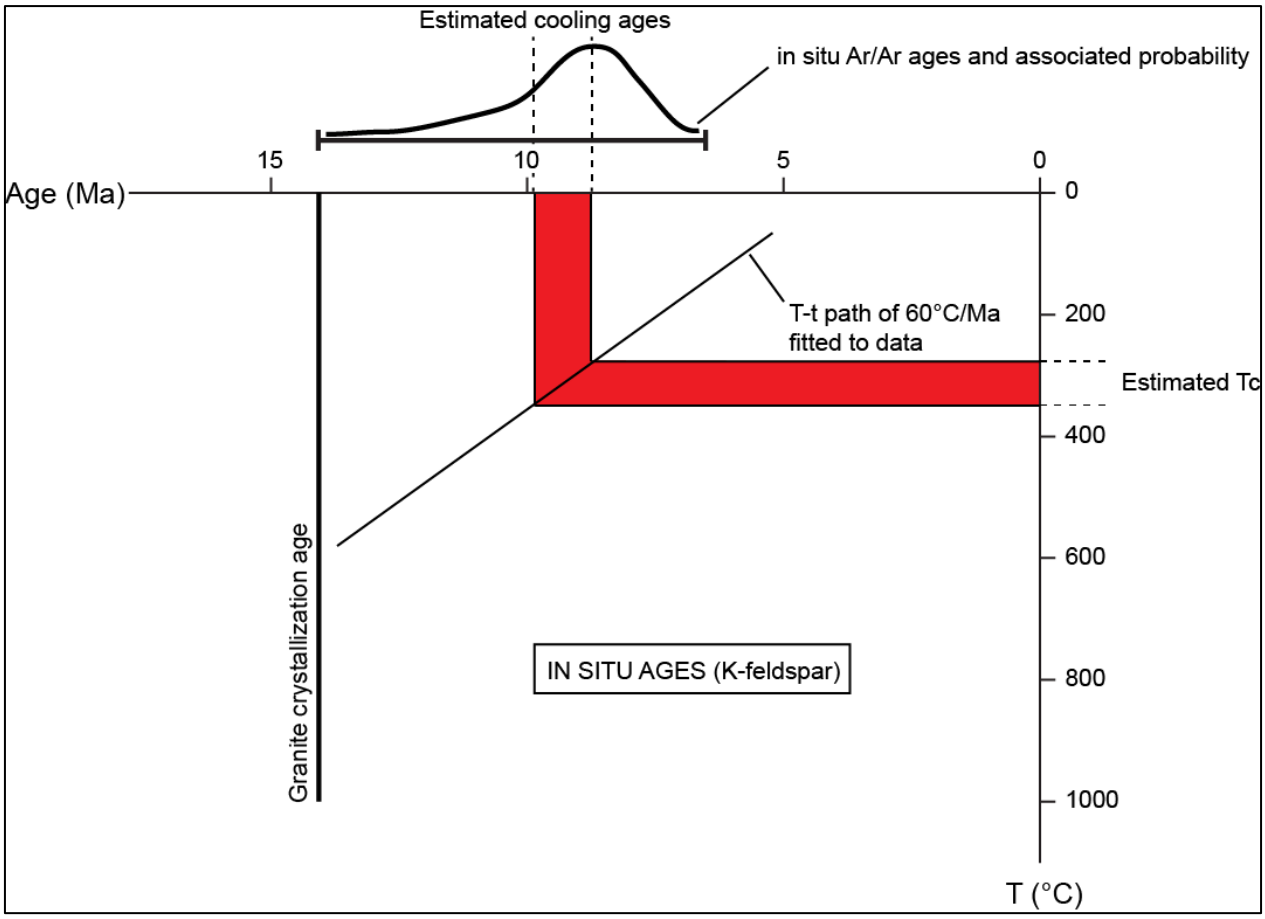


Figure 89 : Comparaison des âges de refroidissement théoriques calculés à partir de l'estimation des Tf (Fig. 84) et du chemin T-t avec les âges réellement mesurés pour le feldspath potassique.

Concernant les âges plus jeunes, le fait qu'il soient bien inférieurs aux âges de refroidissement théoriques indiquent soit que prendre la taille de grain apparente dans les calculs implique une surestimation des tailles du domaine de diffusion (Lovera et al., 1989), ce qui reviendrait à dire que les Tf sont également surestimées, soit que les cristaux se forment en dessous de leur Tf et que les âges associés représentent alors des âges de cristallisation. La cristallisation des petits cristaux de

feldspath se faisant lors de la déformation, cela impliquerait que la température de déformation soit inférieure aux Tf les plus basses estimées, à 275 °C. La première interprétation mettant en avant une surestimation de la taille du domaine de diffusion semble la plus probable (Lovera et al., 1989). Cette interprétation est confortée par le fait que les âges les plus jeunes sont identiques dans les sections polies KAR10F et Ik28aA, et donc que les âges sont plutôt contrôlés par des tailles des domaines de diffusion comparables plutôt que corrélables à des âges de déformation montrant une localisation de la déformation dans le temps. Le fait que les âges les plus jeunes (< 8 Ma) correspondent à une « marche d'escalier » sur les diagrammes d'âges *in situ* triés (très bien visible au début du spectre pour la section polie KAR10F (Fig. 33) indique que la distribution des tailles de grain ne suit pas une loi normale.

4.1.4.3 Signification des âges Ar/Ar dans les ultramylonites

L'interprétation des âges est plutôt incertaine dans le cas des ultramylonites compte-tenu du mélange de plusieurs phases dans le signal (la taille du laser d'ablation étant plus grande que la taille de grain), des tailles de grains assez dispersées et de l'incertitude quant à la nature du précurseur. Il est à noter que les âges sont assez resserrés dans une gamme d'âge de 7.5-8 Ma en excluant le plus jeune associé à de larges barres d'erreur à 6.01 ± 1.15 Ma (Fig. 86). Cette gamme resserrée indique une faible participation de l'héritage des plus vieux âges obtenus dans la zone d'étude et un contrôle faible de la distribution des tailles de grains sur la distribution des âges. Une question importante est de savoir quelles phases portent le potassium dans ces structures. Une étude pétrologique plus détaillée est nécessaire pour répondre à cette question. Quoi qu'il en soit, le fait que ces âges, selon le chemin T-t, semblent être obtenus pour des températures de 200 °C, et le fait qu'ils soient comparables aux âges les plus jeunes des phengites du même échantillon (Fig. 86), indiquent qu'ils sont contrôlés par le même processus, à savoir une déformation qui n'est plus purement ductile ou une circulation tardive de fluides, selon les interprétations de cette discussion (voir section 4.1.4.1). Si l'interprétation de la pseudotachylite comme précurseur des bandes d'ultramylonite est la bonne, ces âges pourraient indiquer les premiers incréments de la déformation cassante, suivis par une phase transitoire de déformation ductile, distribués sporadiquement dans les gradients d'intensité de la déformation ductile de second ordre, juste avant la localisation finale de la déformation dans le détachement cassant de Gialiskari. Cela indique une

durée de la localisation de la déformation d'environ 7 Ma depuis la mise en place du granite vers 14 Ma.

4.1.5 Discussion sur les limites des interprétations

Les interprétations de cette discussion sont complètement dépendantes des Tf et de fait du chemin T-t, de la vitesse de refroidissement, de la taille de grain et des paramètres de diffusion. Pour des raisons de simplifications, le chemin T-t moyen a été pris linéaire, de manière à le faire passer le mieux possible par les données qui s'alignent bien sur ce chemin sauf pour l'AFT, dont les âges apparaissent trop vieux (Fig. 83). Cela pourrait justement indiquer que le chemin T-t n'est pas linéaire, tout comme la vitesse de refroidissement n'est pas constante. Une limite aux interprétations est d'avoir pris les données Ar/Ar de cette thèse (step-heting sur monograin) qui ont contraint le chemin T-t et la vitesse de refroidissement qui eux-mêmes ont servi à calculer les Tf et les âges de refroidissement théoriques. Cette limite est cependant assez restreinte car le chemin T-t et la vitesse de refroidissement n'auraient pratiquement pas changé en enlevant les données Ar/Ar (Fig. 83). Une seconde limitation aux interprétations est le fait de ne pas avoir pris en compte les barres d'erreur sur les âges thermochronologiques ni les barres d'erreur sur les Tf. Si la vitesse de refroidissement semble être de toute façon bien calée, notamment par comparaison aux données de Kumerics et al. (2005), la variabilité des chemins T-t possibles en tenant compte des barres d'erreur fait que les âges de refroidissement calculés via le chemin T-t et les Tf sont associés à de fortes incertitudes. Cela est particulièrement vrai pour l'axe des abscisses (âge) en raison de la dispersion des données pour un même thermochronomètre. Il a cependant été montré par Kumerics et al. (2005) que cette dispersion était principalement expliquée par la position par rapport au détachement des échantillons utilisés (voir sous-section 4.1.1). Il est donc plutôt justifié d'avoir pris un chemin T-t passant par le milieu des données pour nos échantillons qui sont globalement situés au centre de l'île (Fig. 83). Le choix du chemin T-t utilisé est conforté par la comparaison des âges de refroidissement théoriques calculés et les âges mesurés qui est bonne, en tout cas en ce qui concerne la datation en step-heating sur monograin de muscovite et *in situ* sur feldspath potassique (Figs. 87 et 89). Elle est moins bonne en revanche en ce qui concerne les datations *in situ* sur les clastes magmatiques (Fig. 88). En effet, les âges de refroidissement minimaux calculés

sont à 10 Ma, ce qui correspond à des grains dont la taille est de 10 microns, alors que les âges *in situ* sur des clastes magmatiques, plus gros (i.e. >100 microns), peuvent donner des âges inférieurs (i.e. 10.5-9 Ma). Outre le fait que cette contradiction puisse être expliquée par l'incertitude sur les âges de refroidissement théoriques calculés, elle ouvre une question sur la raison de la différence d'âges obtenus sur les clastes magmatiques entre l'approche en step-heating (globalement 11-12 Ma pour les 95 derniers pourcents de ^{39}Ar dégazé) et en *in situ* (10-9 Ma). Il ne faut pas négliger le biais qui peut résider dans la sélection des monograins pour la datation en step-heating, généralement sélectionnés les plus automorphes possible, donc possiblement moins affectés par la déformation que les clastes analysés en *in situ*. Il est important de noter que les âges aussi jeunes que 9-10 Ma ont quand même été obtenus par la datation en step-heating sur un grain de l'échantillon Ik28aA (N13.MS2) en début de spectre et jusqu'à plus de 65 % de ^{39}Ar dégazé (Fig. 27). La cohérence entre les datations *in situ* et en step-heating sur les clastes manquent peut-être d'un trop peu de données pour être représentée. De nouvelles données sont nécessaires pour discuter plus proprement des limites des interprétations.

4.2. Cas d'un protolithe âgé : le massif du Tende

4.2.1 Evolution de la minéralogie et des transferts de matière pendant la formation et l'évolution de l'ETSZ

Dans les granitoïdes, l'adoucissement ou le durcissement rhéologique impliquent souvent, comme pour l'ETSZ dans le massif du Tende, des réactions minéralogiques impliquant les feldspaths magmatiques et des fluides (e.g. Newman et Mitra, 1993 ; Hippertt, 1998 ; Bialek, 1999 ; Wibberley, 1999 ; Oliot et al., 2010). Les relations entre ces transformations minéralogiques et les transferts de matières dépendent de nombreux paramètres (e.g. la composition chimique du protolithe, sa minéralogie et les conditions P-T-fluides) faisant de chaque cas une situation unique (Tobish et al., 1991 ; Newman et Mitra, 1993).

Au sein de l'ETSZ, les transformations minéralogiques affectent un protolithe granitique principalement constitué de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique avec perthites albitiques, de biotite et de hornblende, qui se transforme en une mylonite, en grande partie recristallisée, dont la paragenèse comprend du quartz, de l'albite, de la phengite et sporadiquement du feldspath potassique néoformé (Fig. 90). Dans le protolithe, ces transformations sont statiques et peu avancées, et il est possible de voir les transformations minéralogiques impliquées. La phengite cristallise de deux façons, à partir de la réaction entre les phases magmatiques ferromagnésiennes (hornblende et biotite) et le feldspath potassique mais aussi à partir du plagioclase (Fig. 90). L'albite, qui sera stable dans les échantillons déformés, provient de l'altération du plagioclase et de la libération de perthites albitiques du feldspath potassique lorsqu'il est consommé pendant les réactions. Le quartz dans les échantillons déformés provient principalement de la recristallisation du quartz magmatique pendant la déformation.

Même si les interprétations concernant les transferts de matière pendant la déformation sont plutôt semi-quantitatives en raison des populations trop petites pour chaque classe et de l'incertitude à 2σ, il est clair que les transformations minéralogiques impliquent des circulations de fluides et des transferts de matière (Fig. 57). Le comportement le plus net est l'appauvrissement systématique de la roche en CaO, cohérent avec la disparition totale des phases calciques (plagioclase et hornblende). Le fait que le CaO soit temporairement retenu dans des phases

métastables (épidote, en partie, et sphène) lors des réactions métamorphiques dans le protolithe montre qu'il est resté en système fermé. Par ailleurs, SiO_2, K_2O et MgO sont les éléments majeurs que le système peut acquérir, tandis que TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, Na_2O, P_2O_5 et l'eau restent immobiles. L'immobilité de l'eau pendant la déformation est cohérente avec l'étude de Gueydan et al. (2003) qui prévoit que l'eau présente initialement dans le système est suffisante pour tenir compte de la transformation minéralogique.

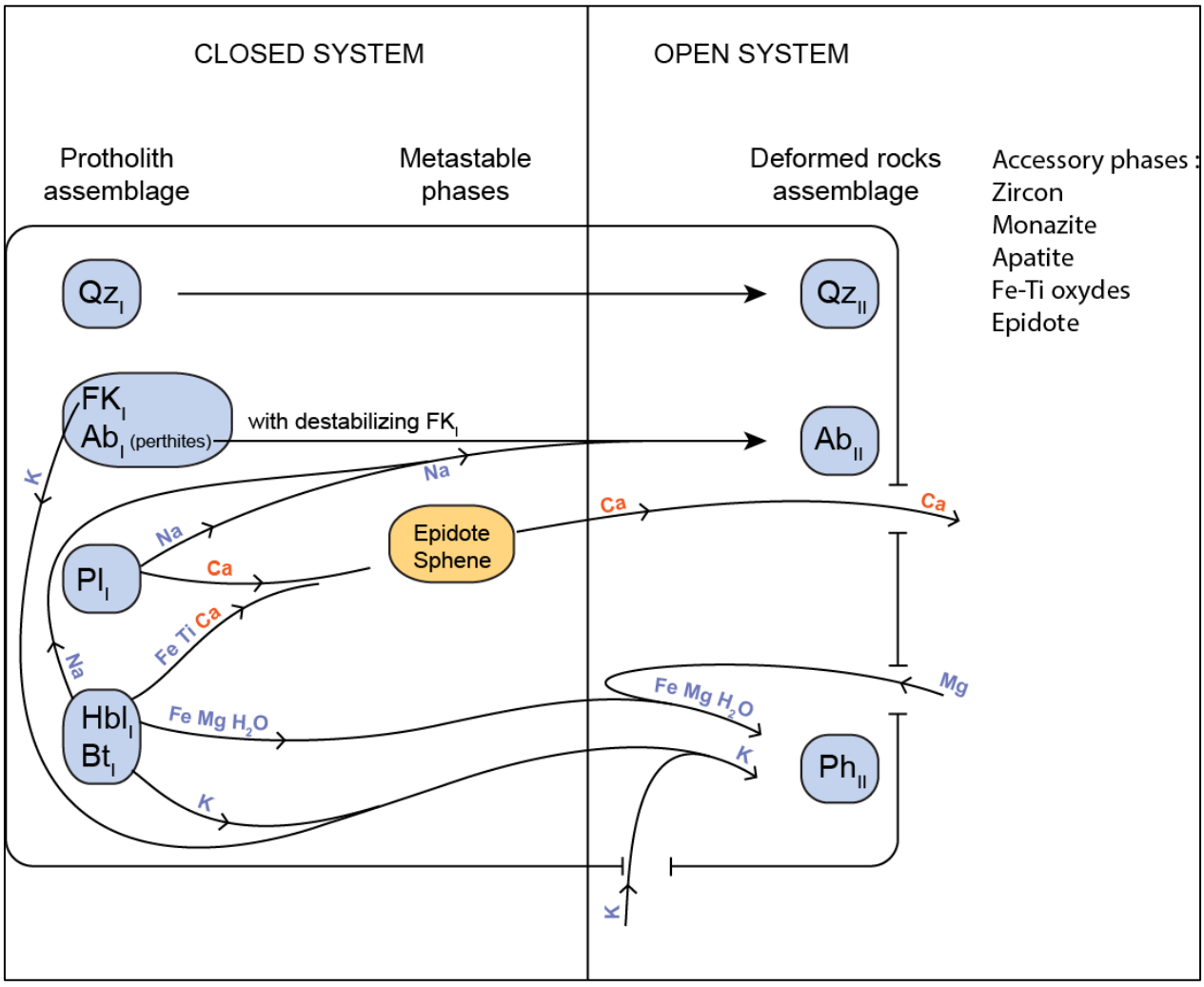


Figure 90 : Synthèse des transformations minéralogiques concernant l'assemblage principal en lien avec les transferts de matière.

Alors que le gain en SiO_2 est systématique, les gains en MgO (seulement pour les grades 1 et 4) et K_2O (seulement pour les grades 1 et 3) ne le sont pas. Le fait que MgO soit immobile pour

le grade 3 et que K_2O soit immobile pour le grade 4 est dû à une incertitude plus élevée dans leur concentration pour ces grades (Table 2), probablement en raison d'une relative hétérogénéité chimique du protolithe avant déformation (il est rappelé au lecteur que les échantillons qui définissent une population (i.e. un grade de déformation) n'ont pas été échantillonnés sur le même affleurement, de sorte que chaque population peut présenter de légères variations de composition chimique des protolithes ; voir l'échantillonnage sur la figure 43). Pendant la déformation et les circulations de fluides potentiellement associées, le Fe_2O_3, MgO et K_2O initialement présents dans le protolithe (dans la hornblende, la biotite et le feldspath potassique) sont remobilisés dans la phengite qui a également besoin d'un apport de K_2O et de MgO par les fluides externes (en raison de sa proportion modale dans les échantillons) (Fig. 90). Avec la déstabilisation du feldspath potassique, les perthites albitiques qui apparaissent stables ou métastables sont libérées dans le système et recristallisent avec le quartz. Une autre source de l'albite métamorphique provient de la transformation du plagioclase et de la hornblende.

Il n'a pas été observé de corrélation entre l'intensité des transferts de matière et 1) les différentes phases de déformation (D_1 vs D_2) et 2) l'intensité de la déformation pendant D_2 (Fig. 57). Concernant le premier cas (1), l'étude montre un comportement inversé des éléments majeurs entre une étape protolithe → grade 0W et une étape grade 0W→grade 1 (Fig. 58 ; gain de SiO_2 et K_2O et perte des autres éléments majeurs dans la première; perte de SiO_2 et K_2O et gain des autres éléments majeurs dans la seconde). Ce résultat, si le postulat fait sur la composition chimique constante du protolithe est admis, indiquerait un comportement pendant D_1 et son exact inverse pendant D_2. L'autre hypothèse, plus probable, est que les transferts de matière sont faibles, comme l'indique leur quantification (Fig. 57) et que cette inversion apparente de comportement des éléments majeurs est due à un effet d'une certaine variabilité de la composition chimique des protolithes des échantillons du grade 0W. Dans ce cas, ces protolithes seraient plus riches en SiO_2 et K_2O et moins riches en Na_2O, Fe_2O_3, MgO et Al_2O_3, ce qui augmenterait le ratio feldspath potassique/plagioclase et diminuerait le ratio phases ferromagnésiennes/autres phases par rapport à une composition chimique plus classique du protolithe des autres grades de déformation. Cela induit que le plagioclase et les phases ferromagnésiennes se retrouvent limitants dans la réaction, que le feldspath potassique se retrouve en défaut, et que la quantité de phengite produite est plus faible, exactement ce qu'indique l'estimation des proportions modales des phases pour ce grade 0W (Fig. 55). Concernant le second cas (2), deux interprétations sont possibles: 1) les transferts

sont identiques quelle que soit l'intensité de la déformation : 2) la quantification plutôt semi-quantitative n'est pas assez fine pour appréhender des variations fines de transferts entre les différents grades. L'interprétation (1) est préférée en raison de la similarité des proportions modales en quartz, albite et phengite entre les différents grades (Fig. 55) qui implique que les transferts soient les mêmes si la composition du protolithe est constante.

Il résulte de cette discussion, malgré le caractère ouvert évident du système aux fluides à un certain moment dans les mylonites, que le niveau d'interaction entre les fluides et les roches n'est pas très intense, que les réactions métamorphiques semblent plutôt tamponnées par la composition du protolithe et que les minéraux primaires agissent en réactifs limitants et en défauts comme c'est le cas dans un système fermé. Cette conclusion est également en accord avec la pauvreté des mylonites en minéraux hydratés de basse température telles que la chlorite, en générale ubiquiste dans les mylonites de détachement dans d'autres contextes.

Les interprétations de cette étude sur les transferts de matière contrastent avec les études précédentes. Maggi et al. (2014) ont réalisé une étude quantitative sur des transferts de matière dans l'ETSZ en se basant également sur différents faciès tectoniques : un protolithe, un gneiss, des roches issues de zones de cisaillement (mylonites) top-SW à amphibole bleue, des roches issues de zones de cisaillement sans amphiboles bleues, et des phyllonites formées pendant le cisaillement top-SW et réactivées lors du cisaillement top-NE. Ils proposent un système largement ouvert aux fluides avec des échanges pour la presque totalité des éléments majeurs. Un problème est que, malgré le fait que leurs différentes populations comprennent différents individus, l'incertitude sur les transferts n'a pas été prise en compte. Sans ces incertitudes, un élément ne se projetant pas exactement sur l'isocone peut être faussement considéré comme mobile. De plus, un éventuel effet de variation de composition chimique du protolithe est écarté par les auteurs, alors que leurs différents échantillons ont été prélevés régionalement sur différentes zones. Cette variabilité n'est pas à exclure, vu que certaines roches issues de zones de cisaillement incluent de l'amphibole bleue et d'autres non, pour une intensité de déformation équivalente. Leur quantification sur les transferts de matière est donc surement surévaluée, au même titre que celle effectuée pendant cette thèse est surement sous-évaluée, en raison de l'incertitude prise à 2σ, liée à des populations trop petites et à un effet probable de variation de composition chimique des protolithes. Un autre problème est que la quantification des proportions modales des deux études n'aboutit pas au même résultat, indiquant également probablement une variabilité de la composition chimique des protolithes des

échantillons prélevés. Néanmoins, les deux études s'accordent sur le fait d'un lessivage du CaO et d'un apport de K_2O et de MgO pendant la déformation.

Notre étude montre des similarités avec d'autres études menées sur des zones de cisaillement affectant des granites. Le lessivage systématique du CaO, associé au lessivage du Sr qui suit la même tendance, est observé dans de nombreux cas de circulations de fluides affectant les granites dans les zones de cisaillement de relativement bas grade métamorphique (e.g. Selverstone et al., 1991 ; Newman et Mitra, 1993 ; Hippertt, 1998 ; Bialek, 1999 ; Goncalves et al., 2012). Comme dans notre étude, ce comportement peut être associé à la transformation d'un plagioclase primaire en albite (Hippertt, 1998 ; Bialek, 1999). Notre étude montre également de fortes similitudes avec celle de Hippertt (1998): 1) un lessivage du CaO et du Sr contenus en grande partie dans le plagioclase magmatique, le CaO étant temporairement retenu dans l'épidote métastable, (2) la formation de mica blanc à partir d'une réaction impliquant du feldspath potassique et du plagioclase ainsi que du remplacement de la biotite, (3) un gain en K_2O couplé à un gain en Rb et un gain en SiO_2 associé aux modes croissants de muscovite et de quartz, (4) un très léger gain de masse de ~15% couplé à un faible gain de volume de ~ 8%. La seule différence dans Hippertt (1998) est que le Na_2O est également lessivé. La similarité de certains paramètres entre notre étude et celle d'Hippertt (1998), comme la composition chimique du protolithe, les conditions P-T de la déformation, le contexte tectonique, ainsi que les réactions métamorphiques et les transferts de matière impliqués, montre que ces derniers sont la cause chimique primaire de la localisation de la déformation impliquant notamment au premier ordre une transformation des feldspaths en micas blancs, en accord avec les études qui ont été portées sur le massif du Tende (Gueydan et al., 2003 ; Maggi et al., 2014).

4.2.2 Mécanismes d'adoucissement possibles à l'échelle de l'échantillon

La déformation dans les granites dans des conditions métamorphiques de relativement bas grade peut impliquer plusieurs processus d'adoucissement: la réduction de la taille des grains par recristallisation dynamique (e.g. Behrmann et Mainprice, 1987 ; Stünitz et Fitz Gerald, 1993 ; Fliervoet et al., 1997 ; Stünitz et Tullis, 2001), une réaction minéralogique formant des produits à grains fins et libres de dislocations (e.g. Stünitz et Tullis, 2001 ; de Ronde et al., 2004 ; Holyoke et Tullis, 2006 ; Oliot et al., 2010) ou même une nucléation de nouveaux grains d'une phase primairement présente ayant une composition différente (e.g. Kruse et Stünitz, 1999 ; Kenkmann et Dresen, 2001). Ces processus peuvent induire un adoucissement fort et engendrer une localisation importante de la déformation par deux moyens : 1) si les produits de ces processus sont rhéologiquement faibles par leur nature, par exemple les micas. Dans le cas de la réaction feldspath → micas, l'adoucissement est induit par la diminution du mode de la phase forte (c'est-à-dire du feldspath) et l'augmentation de mode de la phase faible (c'est-à-dire les micas) comme suggéré par Gueydan et al. (2003). L'interconnexion possible des micas est également un moyen d'induire un plus fort affaiblissement (e.g. Shea et Kronenberg, 1993 ; Holyoke et Tullis, 2006). 2) si les produits de ces processus sont suffisamment fins pour induire un changement du mécanisme de déformation depuis un mécanisme insensible à la taille de grain (e.g. fluage dislocation) vers un mécanisme sensible à la taille de grain (e.g. fluage diffusion). Cette transition est généralement effectuée dans les agrégats à plusieurs minéraux dans laquelle une inhibition de la croissance des grains existe (e.g. Behrmann et Mainprice, 1987 ; Stünitz et Fitz Gerald, 1993 ; Fliervoet et al., 1997 ; Bruhn et al., 1999 ; Stünitz et Tullis, 2001 ; Holyoke et Tullis, 2006 ; Song et Ree, 2007).

Concernant le massif du Tende, deux études ont abordé les mécanismes d'adoucissement permettant à la déformation de se localiser. Gueydan et al. (2003) proposent que la réaction feldspath → micas soit le facteur déstabilisant entrainant la localisation de la déformation. Ces auteurs proposent un processus impliquant une première phase de fracturation du feldspath, permettant le drainage des fluides et l'initiation de cette réaction d'adoucissement. Dans leur modèle, le système est formé par trois phases (quartz, feldspath et phengite) qui se déforment par fluage dislocation. L'adoucissement est entrainé par la diminution de la proportion de feldspath et l'augmentation de celle de la phengite avec l'avancement de la réaction. Maggi et al. (2014)

proposent également que ce mécanisme d'adoucissement, associée à la formation d'une anisotropie, soit prépondérant à la localisation à cette échelle même si, à une plus grande échelle, ils proposent qu'un mécanisme de durcissement à un endroit donné soit responsable de la localisation de la déformation à un autre endroit (voir section suivante). L'étude portée par cette thèse a permis d'apporter certaines informations importantes sur les mécanismes d'adoucissement impliqués.

Dans le massif du Tende, en accord avec les études de Gueydan et al. (2003) et de Maggi et al. (2014), le protolithe granitique se transforme en une mylonite constituée principalement de quartz, d'albite et de phengite (Fig. 90). Il a été montré que cet assemblage est organisé en trois domaines, les deux premiers formés par des agrégats à quartz seul dans un cas et à phengite seule dans l'autre cas, et le troisième par des agrégats poly-cristallins à albite et quartz.

Le domaine à quartz seul montre des structures typiques du fluage dislocation par rotation des sous-grains (SGR) via une recristallisation dynamique intracristalline (e.g. Fig. 47). Le mode de la distribution de la taille de grain (i.e. la classe qui représente la surface la plus importante) est situé entre 45 et 80 µm selon les échantillons (Figs. 52, 53, 54). L'analyse EBSD montre une forte fabrique pour ces domaines, avec une orientation préférentielle des axes de désorientation proche des axes c, indiquant une déformation intracristalline dominée par du « tilting » impliquant un système de glissement de type {m}<a> (dans la direction de a sur la famille de plan m). Le glissement se faisant parallèle à l'axe X de la déformation, cela implique un parallélisme entre les axes a du quartz et l'axe X de la déformation, et des axes c du quartz parallèles à l'axe Y de la déformation. C'est exactement ce qui est retrouvé sur toutes les figures de pôles des axes cristallographiques pour les échantillons (Figs. 52, 53, 54). Les figures de pôles concernant les axes c montrent que ces axes ne sont pas strictement parallèles à l'axe Y de la déformation mais montrent une tendance à se paralléliser au plan XZ (à ~30° antihoraire de l'axe Z de la déformation) indiquant une composante mineure du système de glissement (c) <a> (dans la direction de a mais sur la famille de plan c). Cette tendance est compatible avec la cinématique du cisaillement pour l'échantillon TE09 (Passchier et Trouw, 2005) mais pas celles des échantillons TE10 et TE45, qui ont pu garder, en raison d'une recristallisation plus faible lors de D_2, des reliques d'un sens de transport inversé lors de D_1. Les systèmes de glissement et la géométrie des figures de pôles indiquent un régime de fluage dislocation activé à moyenne température (Stipp et al., 2002), compatible avec les températures maximales estimées pour le massif du Tende autour de 400 °C

(Tribuzio et Giacomini, 2002 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012).

Le domaine à phengite seule montre des cristaux entre ~200 et 10 µm selon les échantillons. Il est difficile de décrire comment les cristaux se déforment de manière interne, car les bordures des cristaux sont difficilement discernables. Les cristaux ne semblent pas montrer de déformation interne intense comme des fractures, des kinks ou une ségrégation de grands cristaux en plus petits cristaux, mais l'activation de la déformation plastique dans les cristaux est cependant indiquée par le plissement et l'extinction ondulante des cristaux (Bell et Wilson, 1981 ; Mares et Kronenberg, 1993 ; Shea et Kronenberg, 1993) dans la S_1 entre les plan de S_2 de crénulation et à l'abord des bandes de cisaillement. Ce faible degré de déformation intracristalline, en apparence, est probablement dû à l'inexistence de micas blancs avant la déformation. Les cristaux de phengite naissent et croissent pendant la déformation et enregistrent probablement des épisodes de croissance, de dissolution et de précipitation/néocristallisation contrôlés par la déformation (e.g. Ethridge et al. 1974 ; Ethridge et Hobbs, 1974 ; Behrmann, 1984). Ces processus sont bien visibles par exemple dans la S_2 de crénulation (Fig. 49c) ou certaines bandes de cisaillement (Fig. 49e) dans lesquelles les cristaux cristallisent de manière orientée. Les cristaux sont orientés dans la foliation et les bandes de cisaillement, formant des interconnexions et impliquant des glissements selon ces structures, sur les plans basaux (001) (Fig. 49). Le fait qu'il n'y ai pas de structures en mica-fiches dans lesquelles le clivage est non parallèle au cisaillement montrent que ce système de glissement est privilégié (Lister et Snoke, 1984).

Les domaines à quartz et albite forment des mélanges plus ou moins efficaces selon les échantillons (Fig. 51). Les cartes de la distribution des phases montrent plutôt des regroupements pour les échantillons TE10 et TE45. La distribution la moins groupée est celle de l'échantillon TE09, bien que la distribution montre également des regroupements à travers la présence de litages. Dans tous les cas (Figs. 52, 53, 54), les structures enregistrent une perte de fabrique cristallographique pour le quartz, et une réduction du mode de la distribution de la taille de grain, respectivement 15, 11 et ~ 20 µm pour les échantillons TE09, TE10 et TE45 (le mode à ~115 µm pour le TE45 correspond à la zone à quartz seul en bas de la cartographie ; Fig. 51). Ces deux observations indiquent une composante de fluage diffusion assistée par un glissement des joints de grains dans le mécanisme de déformation (e.g. Behrmann et Mainprice, 1987 ; Stünitz et Fitz Gerald, 1993 ; Fliervoet et al., 1997 ; Bruhn et al., 1999 ; Stünitz et Tullis, 2001 ; Holyoke et Tullis, 2006 ; Song et Ree, 2007). L'évidence de phase de croissance pour l'albite, avec orientation

préférentielle selon l'axe X de déformation indique une composante de dissolution-précipitation dans le fluage diffusion.

La participation du mécanisme de déformation de ces trois domaines dans la déformation totale de l'échantillon, ainsi que leur éventuel relais dans le temps, n'est pas forcément facile à concevoir en raison du manque de critères de déplacement, de recoupement et de contraintes sur les conditions P-T de la déformation dans chacun de ces domaines. Les domaines les plus faibles rhéologiquement sont les agrégats à quartz et albite en raison du fluage diffusion, et les interconnexions des agrégats de phengite. Le fluage dislocation dans les zones à quartz seul a donc probablement été avorté relativement tôt dans l'histoire de l'exhumation des roches, comme l'indique par exemple la préservation de critères top-SW dans les figures de pôles de l'orientation des axes c du quartz, dans les échantillons du grade 4 (e.g. TE10 ; Fig. 53), au profit de la déformation des agrégats à phengite et à quartz et albite, par localisation dans les domaines rhéologiquement plus faibles. Cela est compatible avec le fait que le fluage dislocation est plutôt dans notre cas activé à des conditions proches du pic thermique. Concernant les parts respectives des deux derniers domaines, il pourra déjà être noté que l'intensité de la déformation finie ne dépend pas de la quantité de phengite, l'aplite TE09, une des mylonites la plus déformée et la moins riche en phengite, en est un excellent exemple (Fig. 55). Il existe cependant dans cet échantillon une anisotropie très forte, engendrée par la forte ségrégation de la phengite dans la roche, formant des interconnexions (Fig. 45). Une corrélation a été faite entre la ségrégation ou non de la phengite et la présence ou non d'albite dans la roche (Fig. 48). Quel que soit le processus impliqué, la formation des agrégats à quartz et albite (et donc la présence d'albite) semble nécessaire à la ségrégation de la phase phengite. Cela implique que même si la mylonite est pauvre en phengite, comme c'est la cas pour l'aplite TE09, la formation des agrégats à quartz et albite a permis une ségrégation forte, et donc éventuellement un adoucissement par interconnexion des cristaux de phengite. Le fait que les cristaux d'albite soient plus étirés quand ils sont sporadiquement présents dans les agrégats de phengite (Fig. 48) montre que ces domaines ont pu enregistrer la déformation la plus forte, et ont donc surement permis à la déformation de se localiser ici pour ces derniers incréments.

Ces interprétations permettent d'apporter deux précisions par rapport aux études précédentes. Premièrement, bien que le fluage dislocation soit activé dans les agrégats à quartz seul, il n'est pas le seul mécanisme de fluage impliqué dans la roche. En effet, du fluage diffusion

est également activé dans les mélanges à quartz et albite. Deuxièmement, l'intensité de la déformation finie n'est pas strictement liée à la quantité de phengite de l'échantillon, mais plus précisément au degré d'interconnexion des cristaux de phengite, et également à l'efficacité du mélange entre le quartz et l'albite et le degré d'interconnexion de ces agrégats polyminéraux. Au total, l'étude souligne l'importance de ces mécanismes dans le processus mécanique de localisation de la déformation, de manière cohérente avec le fait d'atténuer l'importance des processus chimiques, comme il l'a été proposé dans la sous-section précédente sur les transferts de matière. Le fait est que les proportions modales ne semblent pas dépendantes des transferts de matière, et que seule l'organisation mécanique des phases et des cristaux semble évoluer à travers les différents grades d'intensité de la déformation. Ces résultats indiquent que l'adoucissement est dépendant de la déformation et du temps, c'est-à-dire que les roches sont de plus en plus faibles rhéologiquement avec l'accumulation de la déformation dans le temps, comme l'expliquent par exemple Fusseis et Handy, (2008).

4.2.3 Modèles de formation de l'ETSZ, style de déformation et localisation de la déformation à plus grande échelle

De manière de plus en plus récurrente, les études se focalisant sur la nucléation des zones de cisaillement montrent qu'elles naissent à partir de structures discrètes représentant des hétérogénéités rhéologiques provoquant une concentration locale des contraintes. Cela peut se faire à partir de précurseurs antérieurs à la déformation, comme une fracture héritée (e.g. Mancktelow et Pennacchioni, 2005) ou un contact lithologique (e.g. Pennacchioni et Mancktelow, 2007) ou bien à partir d'instabilités crées lors de la déformation, que cela soit par une phase précoce cassante entrainant la formation de fractures (e.g. Fusseis et Handy, 2008 ; Goncalves et al., 2012 ; 2016 ; Sullivan et al., 2015), de micro-instabilités de cisaillement entre différents cristaux (Ingles et al., 1999 ; Holyoke et Tullis, 2006) ou encore la formation localisée de produits métamorphiques très fins (Oliot et al., 2010 ; 2014). La pérennité de la zone de cisaillement dans le temps nécessite une maintenance de la déformation qui implique généralement d'autres mécanismes que ceux de la nucléation (Holyoke et Tullis, 2006). Cette maintenance est généralement accompagnée de l'épaississement de la zone de cisaillement selon deux mécanismes possibles. Le premier se fait

par durcissement rhéologique du cœur de la zone de cisaillement (e.g. Wibberley, 1999). Ces zones de cisaillement correspondent au type I de Means (1995). Le second se fait par adoucissement rhéologique du protolithe adjacent, via les mécanismes synthétisés dans la sous-section précédente, généralement aidés par un drainage de fluides en système clos (e.g. Ingles et al., 1999 ; Fusseis et al., 2006 ; Fusseis et Handy, 2008) ou ouvert (Goncalves et al., 2012 ; Oliot et al., 2010 ; 2014) à l'échelle de la zone de cisaillement. L'évolution de ce type de zone de cisaillement implique une déformation de plus en plus distribuée dans le temps, qui contraste avec les zones de cisaillement en localisation sens strict (*s.s.*), qui sont au contraire de plus en plus localisées avec le temps (type II ; Means, 1995). Ces études se focalisent sur des objets pour lesquels la déformation ductile subséquente à la nucléation est suffisamment faible pour pouvoir observer les étapes initiales de la formation des zones de cisaillement.

Les études se focalisant sur l'évolution de la déformation ductile dans des zones de cisaillement à plus grande échelle, typiquement celle d'une écaille tectonique, montrent généralement une évolution en localisation *s.s.*. En effet, dans le cas de l'exhumation sous un système de détachements crustaux, ces études montrent une déformation distribuée en profondeur, correspondant à des structures associées à des conditions P-T relativement hautes, et localisée vers la surface, correspondant à des structures associées à des conditions P-T relativement faibles (e.g. Augier et al., 2005 ; Platt et al., 2014). Cette localisation laisse des domaines dans lesquels les structures « chaudes » sont fossilisées, permettant une lecture de l'évolution de la zone de cisaillement dans le temps par la lecture de son évolution dans l'espace, ce qui ne peut pas être fait à plus petite échelle dans le cas de zones de cisaillement en épaississement, tout simplement car l'ensemble de la zone se déforme à la fin (voir discussion dans Means, 1995 ; Fusseis et Handy, 2008).

L'évolution des zones de cisaillement est donc très différente si elle est étudiée dans sa nucléation à petite échelle ou dans sa finalisation à plus grande échelle. Le problème est que les études à grande échelle impliquent une déformation finie conséquente, faisant que les structures précoces permettant de comprendre le mécanisme de nucléation ne se voient plus, ne permettant donc pas d'effectuer le saut d'échelle nécessaire à la compréhension du mécanisme de localisation de la déformation intégré sur toute l'histoire/tout l'espace. Dans le cas d'un cycle subduction-exhumation comme celui du massif du Tende, il résulte également que le style et la localisation de la déformation pendant la phase prograde est difficilement appréhendable du fait de la

superposition des structures liées à l'exhumation.

Concernant le massif du Tende, les mécanismes responsables de la nucléation des zones de cisaillement sont peu discutés. Un modèle impliquant une fracturation précoce des feldspaths ainsi que le drainage des fluides nécessaires à la transformation du feldspath en micas est invoqué par Gueydan et al. (2003) et Maggi et al. (2014), mais la zone précise de cette nucléation n'est pas vraiment discuté par Gueydan et al. (2003) qui ne considèrent aucun contrôle structural initial. Inversement, Maggi et al. (2014) invoquent de forts transferts de matière impliquant des éléments majeurs provenant du matériel océanique au-dessus de l'ETSZ, impliquant une première nucléation préférentiellement au niveau du contact supérieur. Si ce modèle de nucléation est le bon, l'évolution de l'ETSZ implique forcément une phase d'épaississement qui est effectuée pour ces auteurs à travers différents cycles de durcissement rhéologique, qui implique une localisation de la déformation à un autre endroit, correspondant au modèle de type I de Means (1995). Une observation décrite dans l'article 3 de cette thèse est interprétée également comme la preuve d'une nucléation le long de précurseurs discrets, pas forcément sur des contacts lithologiques (Fig. 6a ; article 3).

Concernant l'évolution de l'ETSZ, il n'existe pas de modèles pour la phase d'enfouissement. La distribution de la déformation antérieure à l'exhumation est différemment interprétée à l'échelle du massif, soit relativement distribuée mais localisée sur diverses zones de cisaillement dont l'ETSZ (Molli et Tribuzio, 2004) soit très localisée sur l'ETSZ (e.g. Gueydan et al., 2003 ; Maggi et al., 2012 ; 2014 ; Rossetti et al., 2015). Inversement, les modèles d'évolution lors de la phase rétrograde sont nombreux (voir l'article 3 pour plus de détails) :

Pour Jolivet et al. (1990, 1991) et Daniel et al. (1996), la zone de cisaillement formée lors de la phase d'enfouissement D_1 dans les conditions métamorphiques du facies des schistes bleus (L_1, S_1, cisaillement top-SW) est réactivée lors de la phase d'exhumation D_2 post-orogénique (L_2, S_2, cisaillement top-NE) dont les structures se forment dans les conditions métamorphiques du facies des schistes verts. Ces structures se localisent progressivement vers le contact supérieur. Ce modèle implique à l'échelle du massif une déformation globalement localisée sur l'ETSZ au cours de l'histoire. A l'échelle de l'ETSZ, ce modèle implique une déformation distribuée en profondeur mais se localisant au cours de l'exhumation. Cette zone de cisaillement en extension (détachement) fait partie d'un ensemble de structures extensives que l'on retrouve entre les diverses unités de la nappe des Schistes Lustrés jusqu'au sommet de la pile métamorphique à la base des unités

supérieures non métamorphiques (Nappe du Nebbio et lambeaux de Maccinaggio).

Pour Molli et al. (2006), suivant la formation de l'ETSZ de la manière décrite par Daniel et al. (1996) pendant D_1, la déformation enregistre une phase très distribuée, syn-orogénique, associée à du plissement impliquant notamment le contact entre la massif du Tende et la nappe des Schistes Lustrés dans les conditions métamorphiques du facies des schistes verts. Cette phase est associée à l'exhumation couplée des deux unités, accommodée par un chevauchement situé sous le massif du Tende (enfouissement des unités les plus externes) et un détachement situé entre la nappe des Schistes Lustrés et les nappes supérieures (D_2). La déformation se relocalise sur l'ETSZ via une courte réactivation lors du relais entre une exhumation syn-orogénique et une exhumation post-orogénique, avec des structures cisaillantes top-NE développées dans des conditions fragiles-ductiles (D_3). Ce modèle implique une déformation globalement distribuée dans les unités du Tende et des Schistes Lustrés en profondeur puis localisée sur l'ETSZ vers la surface lors de sa réactivation.

Pour Maggi et al. (2012 ; 2014) puis Rossetti et al. (2015), suivant la formation de l'ETSZ de la manière décrite par Daniel et al. (1996) pendant D_1, la déformation enregistre au sein de l'ETSZ, toujours activée via un transport du haut vers le sud-ouest (top-SW), une déformation de plus en plus localisée au cours de l'exhumation syn-orogénique. Les termes ultimes de cette localisation sont les phyllonites, seules structures retravaillées lors de la réactivation post-orogénique de l'ETSZ via un sens de transport du haut vers le nord-est (top-NE) suivant la dernière phase de Molli et al. (2006). Dans ce modèle, la déformation à l'échelle du massif est localisée dans l'ETSZ tout au long de l'histoire. Elle est à l'échelle de l'ETSZ distribuée en profondeur et localisée en surface.

La distribution et le style de la déformation, appréhendés à plusieurs échelles, sont très dépendants des différents modèles tectoniques proposés ainsi que la focalisation des études sur l'ETSZ, et leurs dépendances à certains paramètres comme celui de la nature du protolithe ne sont que peu discutées. La réalisation de la carte de l'intensité de la déformation finie (Fig. 91) a permis d'apporter des éléments cruciaux sur ces questions. Il est à noter que les interprétations tirées de cette carte reposent sur le postulat que les différents grades de déformation définis dans l'article 3 représentent une succession dans le temps de l'état de la déformation, comme l'indique la présence de reliques du grade n-1 dans le grade n (voir article 3 pour plus de détails). Un autre postulat est que la crénulation se forme pendant l'exhumation et est associée à un sens de transport du haut vers

le nord-est comme l'indique son étroite association avec le cisaillement top-NE. Notons que ce point est en désaccord avec les interprétations de Maggi et al. (2012 ; 2014) et Rossetti et al. (2015) (voir l'article 3 pour plus de détails).

Ce travail apporte de nouvelles contraintes par rapport aux différents modèles précédemment proposés. La carte (Fig. 91) montre premièrement que la déformation pendant D_1, comme pendant D_2, peut affecter le massif hors de l'ETSZ, indiquant une déformation relativement distribuée à grande échelle, en particulier lors de la déformation D_1 (le grade 0W occupe le plus de surface si l'on considère que les grades suivant lui sont surimposés) et les premières phases de D_2 (même résonnement pour le grade 1). Cette interprétation est cohérente avec celle de Molli et al. (2006) indiquant une déformation plutôt distribuée à la fin de D_1 et dans les premières étapes de l'exhumation et en contradiction avec les autres modèles indiquant une déformation restant localisée sur l'ETSZ. Deuxièmement, même si les points d'observation montrent des gradients très hétérogènes, la carte interpolée (Fig. 91) montre globalement une localisation de la déformation progressive vers l'ETSZ et la SSZ en cohérence avec ce qui est décrit par Daniel et al. (1996). Cette interprétation est en contradiction avec une simple réactivation locale de l'ETSZ dans des conditions fragiles-ductiles (Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012 ; 2014). Au contraire, les roches enregistrent une déformation associée à du cisaillement top-NE depuis des conditions purement ductiles, montrant une localisation progressive jusqu'à des conditions ductiles-fragiles. Il est à noter que l'épaisseur de la zone réactivée est largement variable, et diminue du nord vers le sud de l'ETSZ. En effet, les mylonites top-NE (i.e. grades 3 et 4) représentent une épaisseur structurale atteignant jusqu'à 500m entre la Punta Mortella et la Punta di Cepo alors que l'épaisseur affectée par cette déformation n'est que d'environ 100-200 m le long de la route. A Santo Pietro di Tenda, aucun critère de cisaillement top-NE n'est trouvé dans les granites du « socle » mais seulement dans la couverture (Fig. 4 ; article 3). Une possibilité à cela est l'accommodation de la déformation par la couverture de plus en plus importante vers le sud, facilitée par une épaisseur de couverture qui augmente dans cette direction.

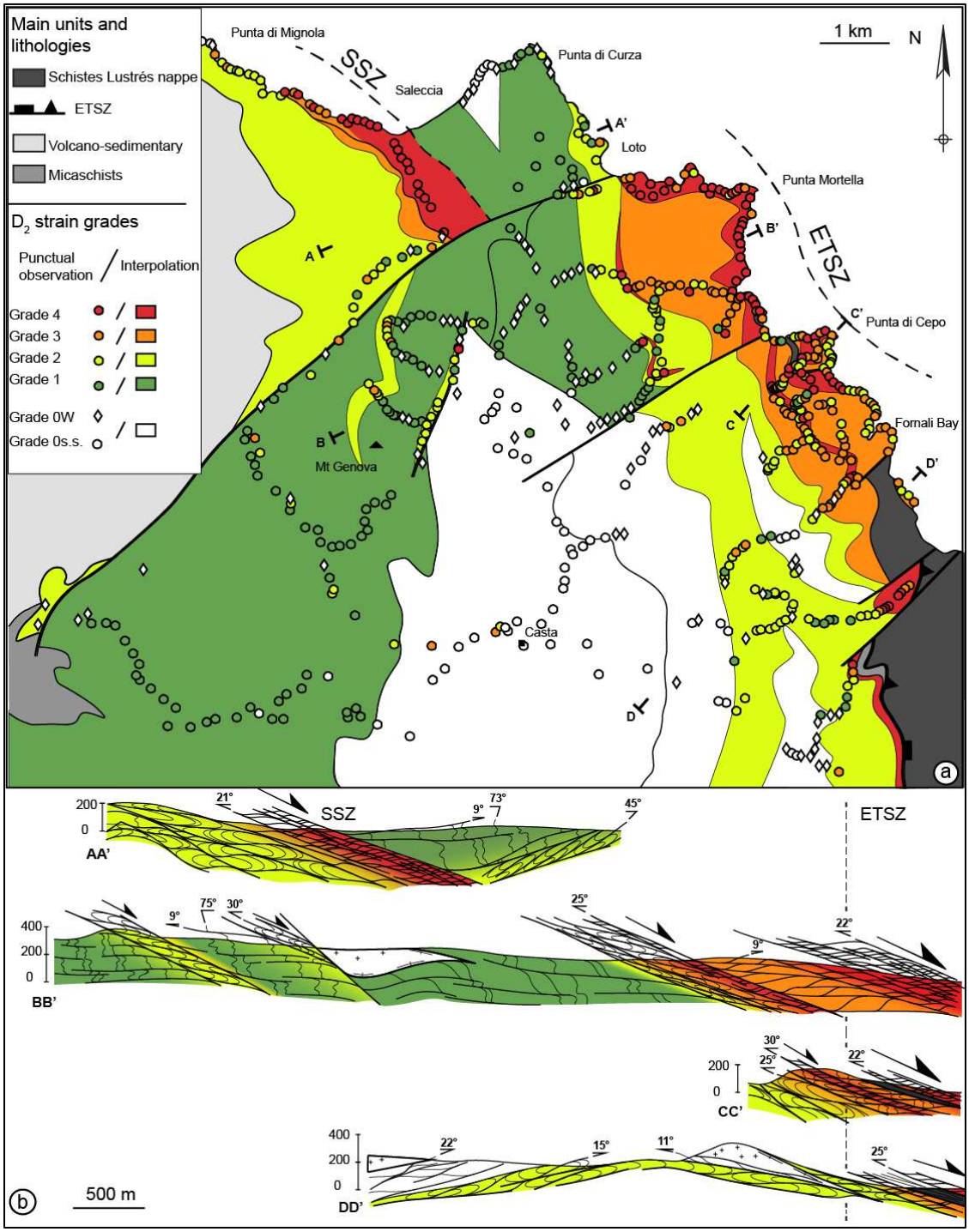


Figure 91 : Carte de l'intensité de la déformation présentée dans l'article 3.

Concernant les dépendances du degré de localisation et des styles de déformation à certains paramètres, la carte (Fig. 91) montre l'importance primordiale d'un paramètre interne qui est celui de la composition du protolithe. En effet, la déformation finie est faible voire nulle dans la

granodiorite de Casta, faible dans le leucomonzogranite du Mt. Genova et forte dans le granite du Mt. Asto et la rhyolithe de Saleccia. Contrairement à ce qui est proposé dans Maggi et al. (2012 ; 2014), la granodiorite de Casta n'est pas le protolithe de l'ETSZ, comme l'indique la différence de composition évidente entre la granodiorite et les facies non déformés retrouvés dans l'ETSZ (à comparer les figures 6a et 7a ; article 3). Cette observation est cohérente avec le fait que les transformations minéralogiques dans les roches sont tamponnées par la composition chimique des protolithes et donc les proportions modales des différentes phases minérales de l'assemblage magmatique. Ceci implique que le granite du Mt. Asto, qui est la seule formation impliquée dans l'ETSZ, possède l'état initial qui a le plus de potentiel pour les transformations minéralogiques nécessaires à la localisation de la déformation, ne nécessitant que peu d'interactions chimiques avec les fluides, comme il l'a été montré dans les sous-sections précédentes. Une autre information portée par la carte de déformation est que la déformation finie est plus forte le long des contacts lithologiques. Ce constat est interprété comme le fait que ces zones sont les lieux privilégiés de la localisation de la déformation, par la nucléation précoce des différentes zones de cisaillement, et la relocalisation tardive lors de l'exhumation.

Ces différents points génèrent plusieurs questions : 1) pourquoi la formation des zones de cisaillement implique un si fort épaississement, au-delà des protolithes favorables à la localisation de la déformation ? 2) Par quels mécanismes l'épaississement a-t-il lieu lors de l'enfouissement ? 3) Par quels mécanismes la déformation se relocalise-t-elle le long des contacts lors de l'exhumation ? Répondre à ces questions nécessite de résoudre le saut d'échelle entre celle des mécanismes de déformation et celle de la distribution de la déformation au sein du massif, ce qui est très difficile du fait que les mécanismes invoqués sont sans doute différents.

4.2.4 Significations des âges Ar/Ar

4.2.4.1 Contraintes chronologiques existantes

Cette partie fait la synthèse des marqueurs chronologiques existants en incluant les différentes contraintes biostratigraphiques et radiochronologiques obtenues dans les différentes unités de la Corse alpine (Fig. 92). Ces données sont synthétisées dans la figure 93. La signification

des âges Ar/Ar obtenus dans le cadre de cette étude dépend à la fois des données acquises en parallèle (carte d'intensité de la déformation, composition chimique des minéraux datés, EBSD, textures…) mais également de cette comparaison avec les contraintes existantes.

- *Contraintes biostratigraphiques*

Les données chronologiques les plus contraignantes sont certainement les contraintes biostratigraphiques dans les unités les plus externes (Fig. 92). A la latitude de Corte, des sédiments d'avant-pays comprennent des nummulites du Bartonien enregistrant le métamorphisme alpin, le contraignant à être postérieur à 40-37 Ma (Bézert et Caby, 1988). Au sud de Corte, des sédiments du Priabonien ayant la même configuration structurale sont différemment interprétés comme anté- (Bézert et Caby, 1989) ou post-métamorphisme (Ferrandini et al., 2010). Le métamorphisme alpin dans les unités externes est donc somme toute contraint entre 40 et 34 Ma dans cette région. L'unité de Santa Lucia recouvre des sédiments à nummulites du Lutétien impliquant une mise en place postérieur à ~41 Ma (Rossi et al., 1994 ; Ferrandini et al., 2010). De même en Balagne, les nappes supérieures remanient des sédiments du même âge (Nardi et al., 1978) et la nappe de Balagne se signale d'abord dans le bassin Eocène (nummulites du Lutétien vers la base du bassin) sous forme d'olistolithes de basaltes et de calcaires pélagiques du Jurassique puis elle vient chevaucher ce bassin (Jourdan, 1988). Il existe donc dans cette zone un synchronisme entre la mise en place des nappes et le métamorphisme dans les unités externes qui sont postérieurs à ~41 Ma et antérieurs à ~34 Ma.

Au sud de la Corse alpine, dans la région de Prunelli di Fium'Orbu, des sédiments de l'Yprésien (53-46 Ma) recouvrent le socle varisque et la nappe des Schistes Lustrés et partagent un métamorphisme basse température postérieur à 53-46 Ma (Vitale Brovarone et al., 2013), mais indique une mise en place des nappes antérieure à cette époque (Egal, 1992).

Concernant le massif du Tende, Rossi et al. (2001) décrivent une couverture autochtone attribuée à l'Eocène pour sa partie la plus récente, par analogie à d'autres faciès de la Corse alpine, contraignant les évènements alpins à être postérieurs à l'Eocène.

Les contraintes sont plus incertaines concernant la nappe des Schistes Lustrés (voir discussion dans Vitale Brovarone et Herwartz (2013)).

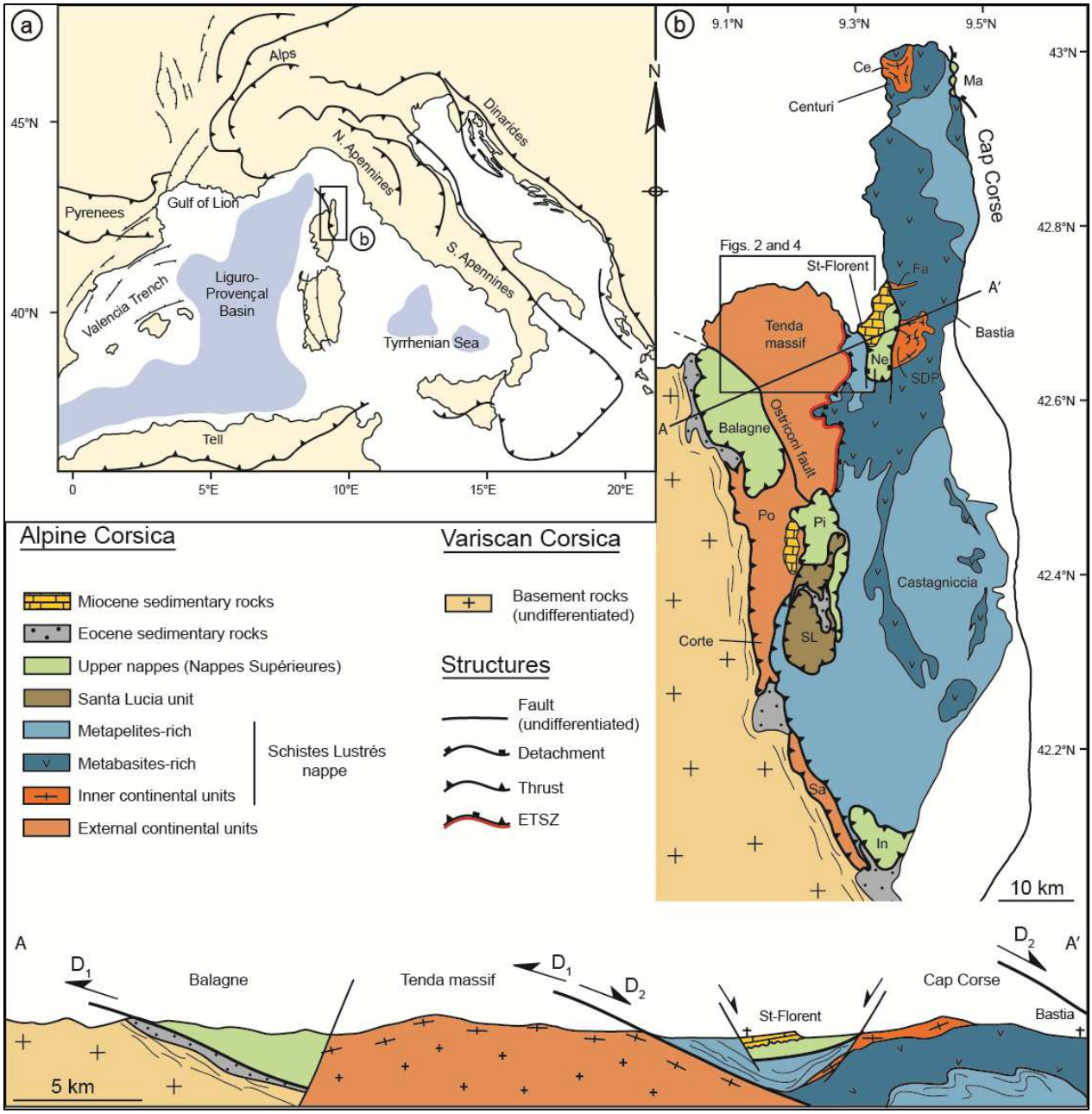


Figure 92 : Planche de contexte géologique présentée dans l'article 3. *a) Carte tectonique de la méditerranée de l'ouest. b) Carte et coupes géologiques de la Corse alpine.*

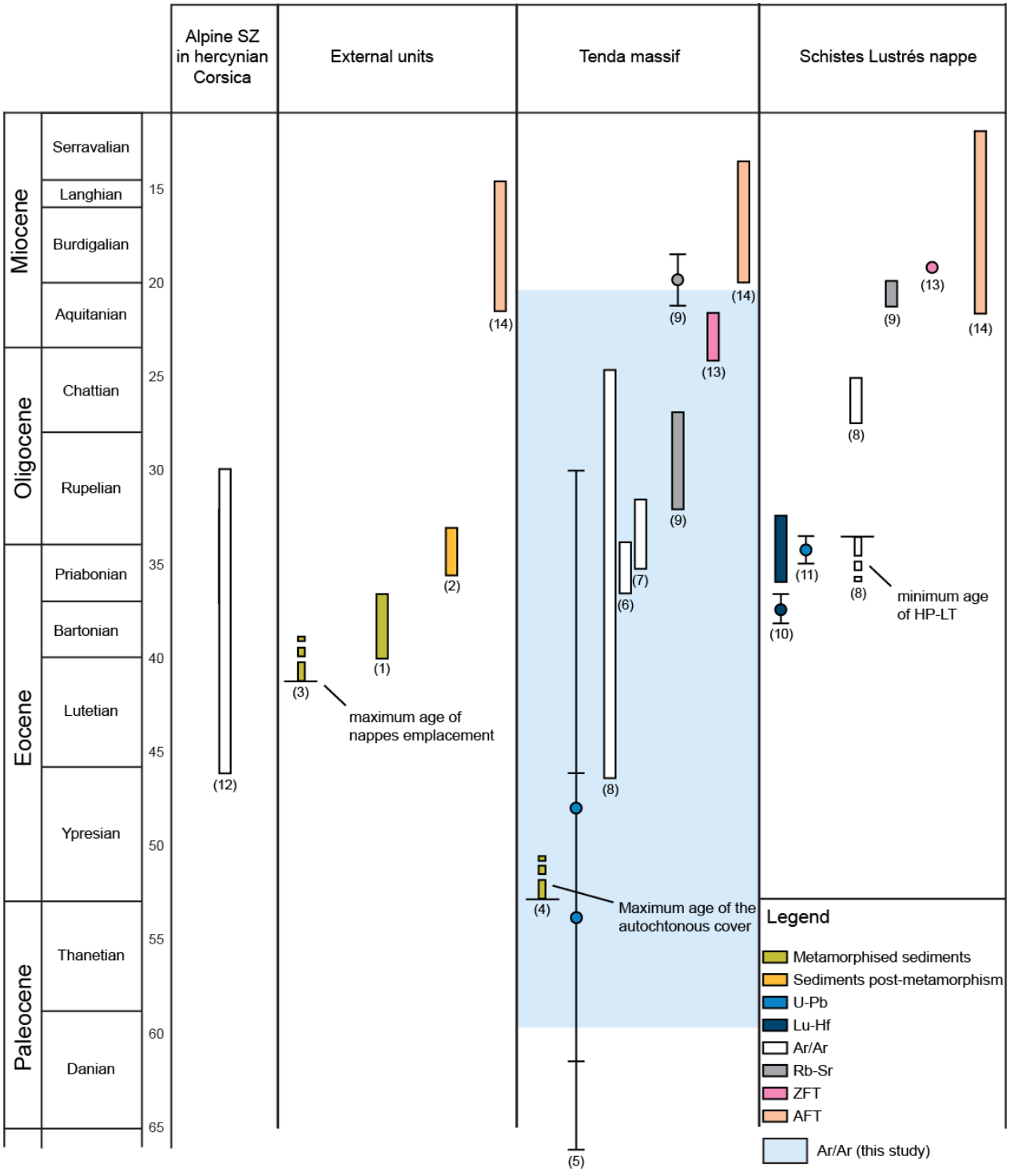


Figure 93 : Synthèses des contraintes chronologiques biostratigraphiques et radiochronologiques. *1) Bézert et Caby, 1988 ; 2) Ferrandini et al., 2010 ; 3) Nardi et al., 1978 ; Rossi et al., 1994 ; Ferrandini et al., 2010 ; 4) Rossi et al., 2001 ; 5) Maggi et al., 2012 ; 6) Jourdan, 1988 ; 7) Mailhé, 1982 ; 8) Brunet et al., 2000 ; 9) Rossetti et al., 2015 ; 10) Vitale Brovarone et Herwartz, 2013 ; 11) Martin et al., 2011 ; 12) Di Vincenzo et al., 2016 ; 13) Fellin et al., 2006 ; 14) Cavazza et al., 2001 ; Zarkni-Jakni et al., 2004 ; Danisik et al., 2007.*

- *Contraintes radiochronologiques*

Les contraintes radiochronologiques concernent plutôt le massif du Tende et la nappe des Schistes Lustrés. Concernant le massif du Tende, les âges radiochronologiques s'étalent du Crétacé supérieur au Miocène. L'âge le plus vieux a été obtenu à ~105 Ma sur l'ETSZ (Rb-Sr sur roche totale ; Cohen et al., 1981). Il a été écarté par les études suivantes du fait que cette méthode n'était pas appropriée pour les événements polymétamorphiques affectant un protolithe hérité. Les âges restant, qui ont échappé à la critique, s'étalent de fait entre le début de l'Eocène et le début du Miocène (53-20 Ma). Les âges les plus vieux sont obtenus dans l'ETSZ par la méthode U-Pb sur rutile, acmite, phengite et oxyde-sulfures à 48 ± 18 Ma et 54 ± 8 Ma sur une zone de cisaillement top-SW prograde (Maggi et al., 2012). Ces âges sont interprétés par les auteurs comme datant le fonctionnement de la zone de cisaillement. Les MSWD obtenus, largement au-dessus de leur seuil à respectivement 7.3 et 48, montrent une forte dispersion des résultats sur la concordia. Les âges suivants, plus jeunes, sont représentés par les datations Ar/Ar sur phengite sur l'ETSZ. Les études les plus anciennes ont fourni des âges de 37-34 Ma (Mailhé, 1982) et 35-31 Ma (Jourdan, 1988). L'étude Ar/Ar la plus récente a été réalisée par Brunet et al. (2000) et donne des âges plus dispersés et répartis sur une plus large gamme, entre 46 et 25 Ma. Dans cette étude, sur la base d'un métamorphisme plutôt basse température, les âges sont interprétés comme des mélanges d'âges de cristallisation, les plus vieux associés à la foliation de H*P*-B*T (*S_1), et des âges plus jeunes associés à la formation et à l'intensification de la foliation S_2 lors de l'exhumation. L'interprétation des âges en termes de cristallisation et non de refroidissement est aidée par l'absence de profils de diffusion intra-grain. Les auteurs interprètent les âges comme des âges de cristallisation, de néoformation de nouveaux micas lors de la formation des structures liées à l'enfouissement (S_1, L_1 et cisaillement top-SW) entre 46 et 34 Ma, et des âges de formation des structures liées à l'exhumation (S_2, L_2 et cisaillement top-NE) entre 34 et 25 Ma. Enfin, les âges les plus jeunes ont été fournis par la méthode Rb/Sr sur phengite (Rossetti et al. 2015). Les âges Rb/Sr sont traditionnellement interprétés comme âges de cristallisation. Les données indiquent des âges entre 32 et 27 Ma pour les mylonites top-SW et un âge à 20.2 ± 2.2 Ma pour les mylonites top-NE. Les auteurs interprètent ces âges respectivement en âge de cessation du fonctionnement des zones de cisaillement top-SW (32-27 Ma) puis des zones de cisaillement top-NE (~20 Ma), toutes rétrogrades.

Concernant la nappe des Schistes Lustrés, l'ensemble des âges s'étale également entre le Crétacé supérieur et le début du Miocène (90-20 Ma). Les plus vieux âges ont été obtenus à ~90 Ma (Ar/Ar sur glaucophane en step-heating et en deux paliers discordants, Maluski, 1977) et 83.8 ± 4.9 Ma (Sm/Nd sur roche totale, grenat, glaucophane et clinopyroxène ; Lahondère et Gerrot, 1997) respectivement au sud et au nord de la Castagniccia. Ces âges Crétacé étaient interprétés comme ceux du métamorphisme H*P*-B*T*. Ils sont très discutés par les études les plus récentes qui convergent vers des âges Eocène pour cet évènement. En effet, les études les plus récentes ont fourni de âges à 34.4 ± 0.8 Ma (U/Pb sur zircon ; Martin et al., 2011) et 37-34 Ma (Lu/Hf sur grenat et lawsonite ; Vitale Brovarone et Herwartz, 2013). L'étude Ar/Ar la plus récente est celle de Brunet et al. (2000) qui fournit des âges sur phengite s'étalant entre 60 et 25 Ma. Les âges les plus vieux (~60 Ma) sont interprétés comme affectés par de l'excès de ^{40}Ar. L'interprétation indique la participation de plusieurs mécanismes expliquant les âges, notamment des mélanges d'âges, une contamination d'excès de ^{40}Ar et du recul de ^{39}Ar lié à des minéraux pauvres en potassium inter-stratifiés dans les cristaux de phengite. Au total, seulement un âge minimal de ~34 Ma est proposé par les auteurs pour l'évènement H*P*-B*T*, en cohérence avec les âges de Martin et al. (2011) et Vitale Brovarone et Herwartz (2013). La rétromorphose de l'assemblage H*P*-B*T* enregistrée lors de l'exhumation dans le facies des schistes verts est contrainte par les âges Ar/Ar les plus jeunes vers ~25 Ma, tout juste plus vieux que les âges donnés par la méthode Rb/Sr sur phengite à ~21 Ma (Rossetti et al., 2015).

Dans la Corse hercynienne, une étude Ar/Ar sur phengite dans une zone de cisaillement alpine a donné des âges entre 46 et 32 Ma (Di Vincenzo et al., 2016). Les âges à 46 Ma correspondent pour les auteurs à des événements précoces de basse pression. La gamme d'âges pour les incréments H*P*-B*T* est contrainte selon les auteurs à 37-35 Ma (phengite très substituée), alors que le début de l'exhumation serait contraint à 33-32 Ma sur des phengites moins substituées.

Au total, il semble y avoir un consensus vers des âges Eocène-Oligocène pour les évènements alpins (métamorphisme et déformation) sur l'ensemble de la Corse Alpine. Pour l'instant, même si les âges Ar/Ar sont interprétés par les auteurs en termes de cristallisation, ces données sont utilisées avec précaution en tenant compte de la complexité du système K-Ar en contexte polyphasé et au moins localement de grande déformation. Ils seront discutés plus en aval de cette discussion. L'âge de l'évènement H*P*-B*T* dans la nappe des Schistes Lustrés semble aujourd'hui être bien contraint à l'Eocène supérieur (37-34 Ma ; Brunet et al., 2000 ; Martin et al.,

2011 ; Vitale et Herwartz, 2013). Les âges Paléocène-Eocène supérieur retrouvés dans des zones plus externes, notamment sur l'assemblage de H*P*-B*T* dans l'ETSZ (Maggi et al., 2012) paraissent donc trop vieux, et seront utilisés avec précaution, d'autant plus qu'ils sont associés à de mauvais paramètres statistiques, et qu'ils englobent l'âge biostratigraphique limite de l'Eocène contraint par l'âge de la couverture du massif (Rossi et al., 2001).

L'ensemble des âges présentés ci-dessus, fournis par les unités relativement internes, représente une gamme plus large que les âges limites biostratigraphiques des événements alpins dans les unités externes entre 41 et 34 Ma (Nardi et al., 1978 ; Bèzert et Caby, 1988 ; Bèzert et Caby, 1989 ; Rossi et al., 1994 ; Ferrandini et al., 2010). Cela indique une implication plus précoce des unités relativement internes dans le prisme d'accrétion, comme l'indique le gradient de métamorphisme de l'ouest vers l'est (e.g. Mattauer et al., 1981 ; Lahondère, 1988 ; Fournier et al., 1991 ; Caron, 1994 ; Vitale Brovarone et al., 2013). Cela pourrait expliquer les âges radiochronologiques antérieurs à 41 Ma dans le massif du Tende, comme suggéré par Brunet et al. (2000). L'exhumation des unités internes s'achève plus tard que celle des unités externes, puisqu'elles sont exhumées de plus fortes profondeurs. Dans tous les cas, l'âge limite inférieur de l'enfouissement pour les unités externes autour de 34 Ma (Ferrandini et al., 2010 ; Di Vincenzo et al., 2016) contraint la part syn-orogénique de l'exhumation du prisme (massif du Tende et nappe des Schistes Lustrés) à être antérieure à cet âge. Partant du principe que pour une roche, cette partie précoce de l'exhumation doit avoir lieu après le métamorphisme prograde dans la nappe des Schistes Lustrés daté à 37-34 Ma (Brunet et al., 2000 ; Martin et al., 2011 ; Vitale et Herwartz, 2013), la part syn-orogénique de l'exhumation est forcément très courte (1-3 Ma) par rapport à la part post-orogénique de l'exhumation. Cela va à l'encontre de l'interprétation des âges de Rossetti et al. (2015) (32-27 Ma) en fonctionnement des zones de cisaillement syn-orogéniques dans l'ETSZ. Concernant l'exhumation finale, elle semble plus précoce dans les unités externes (antérieure à ~34 Ma, Ferrandini et al., 2010) que pour les unités du Tende et des Schistes Lustrés, qui comprennent des âges radiochronologiques allant jusqu'à 20 Ma. Ces âges sont identiques pour une même méthode (Ar/Ar sur phengite ; Brunet et al., 2000 et Rb-Sr sur phengite, Rossetti et al., 2015) pour les mylonites top-NE de l'ETSZ et de la partie la plus orientale de la nappe des Schistes Lustrés. Cependant les âges ne sont pas les mêmes, bien que proches, entre les deux méthodes, ~25 Ma pour la première, et ~21 Ma pour le seconde. Ces âges recoupent les âges obtenus par la méthode de comptage des traces de fission sur zircon (« ZFT » pour zircon fission tracks) sur le

massif du Tende (~24 Ma) et sur la nappe des schistes Lustrés (~19 Ma) contraignant l'âge d'exhumation sous 310°C (Fellin et al., 2006). Cet incrément d'exhumation est suivi par le dépôt syn-tectonique du calcaire de Saint-Florent depuis le Burdigalien jusqu'au Serravallien, synchrone des âges des traces de fission sur apatite (AFT) très dispersés dans les unités du Tende et des Schistes Lustrés (22-12 Ma) contraignant l'âge d'exhumation sous 110°C (Cavazza et al., 2001 ; Zarkni-Jakni et al., 2004 ; Danisik et al., 2007). La similarité des âges AFT entre les deux unités est interprétée par les auteurs par une absence d'effet d'exhumation différentielle liée aux accidents tectoniques, et donc une exhumation principalement accommodée par l'érosion. Il semble donc que l'ETSZ soit inactivée lors d'une période située entre les âges ZFT et AFT, entre ~300 et 110 °C, comme l'atteste la faible participation de la déformation cassante de l'ETSZ, en particulier l'inexistence d'un détachement cassant. Les gammes d'âges Ar/Ar attendues dans cette thèse, ayant une signification géologique par rapport aux contraintes existantes (cristallisation, refroidissement, perte partielle ou non d'Ar), se situent donc entre ~53 Ma, âge limite biostratigraphique de la couverture autochtone du Tende et ~20 Ma, fin de la déformation dans l'ETSZ entre 300 et 110 °C.

Les âges obtenus dans cette thèse s'étalent entre 21 et 59 Ma pour les datations en step-heating et entre 23 et 43 Ma pour les datations *in situ*. Les sections suivantes sont destinées à l'interprétation des âges Ar/Ar obtenus, en commençant par l'explicitation des différents processus potentiellement mis en jeu dans l'obtention de ces âges.

4.2.4.2 Processus potentiellement tracés par la datation Ar/Ar dans le cas du massif du Tende

Outre les effets de mélange ou d'excès de ^{40}Ar, les âges Ar/Ar peuvent être interprétés comme âges de refroidissement ou bien de cristallisation, si elle s'effectue sous la Tf, qui doit être calculée à l'aide de tous les paramètres de la formule de Dodson (1973). Pour avoir un aperçu des Tf possibles dans le cas du massif du Tende, le programme CLOSURE (Ehlers et al., 2005) a été utilisé. Dans le cas du massif du Tende, le calcul de Tf est plus compliqué que pour Ikaria car les taux de refroidissement sont mal contraints, les pressions pour lesquelles cristallisent la phengite sont très changeantes entre les différentes générations, et une partie de l'histoire ne se fait pas en refroidissement (i.e. phase prograde). Les Tf ont été calculées en fonction de la taille du domaine

de diffusion (i.e. le diamètre du plan (001) pour le mica blanc ; une géométrie de diffusion en cylindre infini ayant été utilisée), pour deux pressions différentes (5 et 10 kbar) et deux taux de refroidissement différents. Les deux cas de figure de pression sont associés à des paramètres de diffusion différents (Harrison et al., 2009). Le paramètre D_0 est de 20 et 4 cm^2/s pour les pressions respectives de 5 et 10 kbar. Le paramètre E est de 267 kJ/mol et est indépendant de la pression. Pour les taux de refroidissement, il a été estimé les valeurs maximal et minimal à partir des différentes contraintes thermiques et chronologiques. Un faible taux de refroidissement est obtenu en prenant le différentiel de température le plus faible possible sur le différentiel d'âges le plus fort possible. A donc été pris un différentiel de température entre la température de pic minimale pouvant être envisagée pour le Tende (i.e. 400°C ; Tribuzio et Giacomini, 2002 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012) et la température de fermeture maximale pouvant être envisagée pour la méthode AFT (110°C ; tirée de Stockli, 2005, et références associées), ainsi qu'un différentiel d'âge entre l'âge maximal du pic métamorphique (i.e. 37 Ma ; forcément plus jeune que l'âge H*P*-B*T* des Schistes Lustrés, s'ils sont exhumés via l'ETSZ, contraint entre 37 et 33 Ma (Brunet et al., 2000 ; Martin et al., 2011 ; Vitale Brovarone et Herwartz, 2013)) et l'âge minimal donné par la méthode AFT (i.e. 14 Ma ; Cavazza et al., 2001 ; Zarkni-Jakni et al., 2004 ; Danisik et al., 2007). Cela donne un taux de refroidissement approximatif de 10°C/Ma. Inversement, un fort taux de refroidissement est obtenu en prenant le différentiel de température le plus fort possible sur le différentiel d'âge le plus faible possible. A donc été pris un différentiel de température entre la température de pic maximale pouvant être envisagée pour le Tende (i.e. 450°C ; Tribuzio et Giacomini, 2002 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012) et la température de fermeture minimale pouvant être envisagée pour la méthode AFT (i.e. 60°C ; e.g. Cavazza et al., 2001), et un différentiel d'âge entre l'âge minimal du pic métamorphique (~30 Ma ; postérieur à l'âge H*P*-B*T* des Schistes Lustrés, s'ils sont exhumés via l'ETSZ, contraint entre 37 et 33 Ma (Brunet et al., 2000 ; Martin et al., 2011 ; Vitale Brovarone et Herwartz, 2013) et synchrone de l'exhumation des unités les plus externes ; Di Vincenzo et al., 2016)) et l'âge maximal donné par la méthode AFT (i.e. 22 Ma ; Cavazza et al., 2001 ; Zarkni-Jakni et al., 2004 ; Danisik et al., 2007). Cela donne un taux de refroidissement approximatif de 50°C/Ma. Les résultats du calcul sont synthétisés dans la figure 94. Il sera remarqué que les courbes pour 10 kbar ; 10 °C/Ma et 5 kbar et 50 °C/Ma sont les mêmes. Les deux courbes extrêmes (noire ; 10 kbar et 50 °C/Ma et rouge ; 5 kbar et 10 °C/Ma) représentent les limites inférieure et supérieure des Tf

possibles pour une taille de grain donnée. Dans le premier cas, les Tf vont de ~460 °C à ~325 °C pour des tailles de grains de 200 à 1 µm. Dans le second cas les Tf sont inférieures et vont de ~415 °C à ~290 °C pour des tailles de grains de 200 à 1 µm. Il sera noté que ces Tf sont en chaque point du graphique surestimées car elles proviennent de paramètres expérimentaux pour la muscovite, moins rétentive que la phengite.

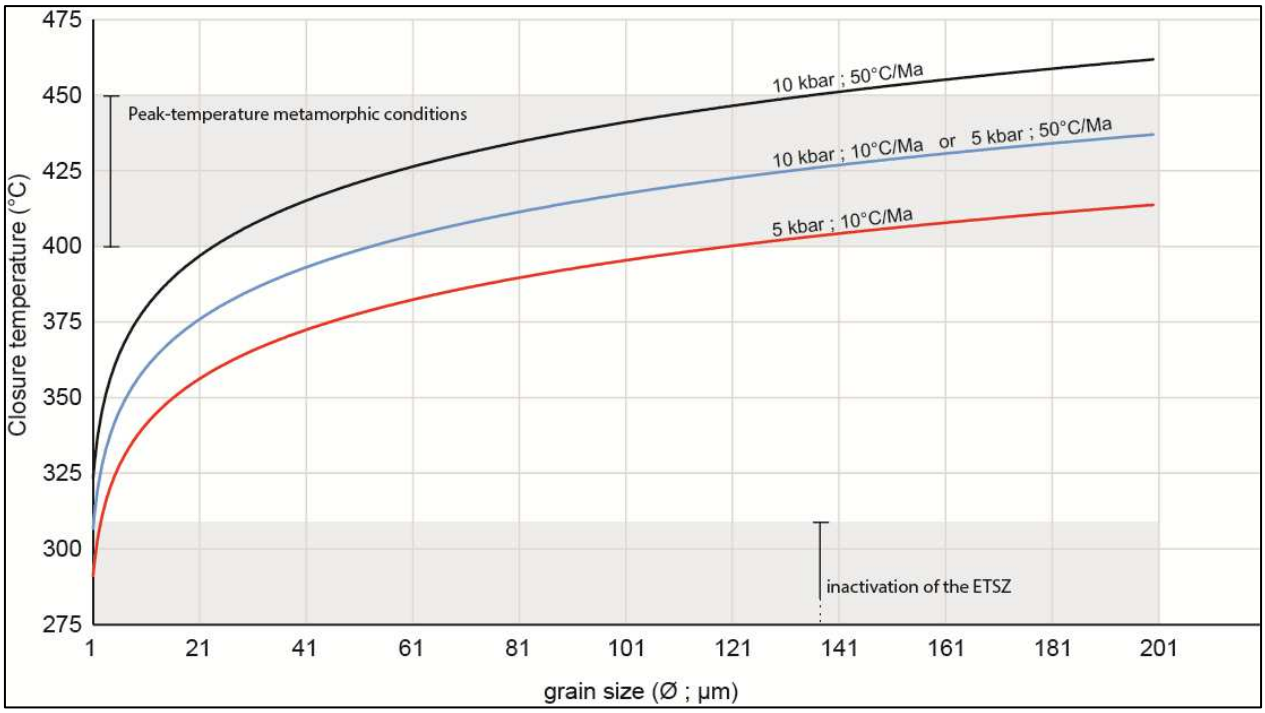


Figure 94 : Tf vs taille de grain (diamètre du plan (001)) dans le cas du massif du Tende pour différentes combinaisons de pression et de taux de refroidissement. *Voir le texte pour les valeurs des paramètres de la formule de Dodson (1973) choisies.*

Ces valeurs sont à comparer aux températures ayant régnées pendant les différentes phases de déformation, qui sont difficilement contraignables au regard de la pauvreté de l'assemblage métamorphique des échantillons. On ne peut au premier ordre que les contraindre entre la température maximale atteinte, au moins localement, par le massif du Tende (i.e ~450 °C au maximum ; Maggi et al., 2012) et une température comprise entre les Tf des méthodes thermochronologiques de basses températures ZFT et AFT, si l'on considère que l'activité de l'ETSZ cesse dans cet intervalle de température comme il l'a été discuté (i.e. 310-60 °C au plus large ; Stockli, 2005, et références associées). L'impact de la taille physique des grains est un facteur prépondérant contrôlant la capacité de rétention de l'argon du minéral ou réciproquement

la diffusion de l'argon et donc la Tf (Fig. 94). Il a été montré qu'elle était très variable à l'échelle de l'échantillon voir de l'agrégat de phengite, mais globalement comprise entre 10 et 200 µm. La lecture du diagramme peut se faire de cette façon : si la température de cristallisation d'un grain est au-dessus d'une courbe, dans ce cas le grain enregistre un refroidissement quand il croise la courbe lors de l'exhumation. A l'inverse, si la température de cristallisation est en dessous d'une courbe, le grain enregistre directement l'âge de cristallisation.

Le pic de métamorphisme pour le massif du Tende correspond au pic thermique et au pic de pression, l'unité n'enregistrant pas de réchauffement pendant l'exhumation (Tribuzio et Giacomini, 2002 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012). Les Tf (courbes noire et bleue pour 10 kbar) recoupent pour une large gamme de tailles de grain la gamme de températures maximales estimées (400-450 °C). Cela implique que l'interprétation des âges des phengites cristallisant à ces conditions est ambiguë entre des âges de refroidissement et des âges de cristallisation quelle que soit le taille de grain (Fig. 94). En revanche, pour les températures plus faibles, notamment pendant et surtout à la fin de l'exhumation, les Tf (courbes bleue et rouge pour 5 kbar) sont beaucoup plus dépendante de la taille de grain ce qui fait que pour une température de cristallisation donnée, une partie des âges sera interprétée comme enregistrant un refroidissement et l'autre une cristallisation. Par exemple pour 375 °C et une vitesse de refroidissement de 10°C/Ma, les grains ayant une taille > 41 µm enregistreront une cristallisation, et les grains ayant une taille de grain < 41 µm enregistreront un refroidissement (Fig. 94). Il existe des conditions pour lesquelles l'interprétation en termes de cristallisation est la seule possible pour toutes les tailles de grain. En effet, la température de 340°C correspond à une taille de grain maximale de 10 µm, toutes conditions confondues (toutes les courbes). Vu que les tailles de grain sont supérieures à 10 µm dans les échantillons, les grains qui cristallisent à cette température enregistrent l'âge de cristallisation, quelles que soient leurs tailles (Fig. 94). C'est le cas des échantillons qui se déforment à la toute fin de l'exhumation, entre 310 et 60 °C. Certains échantillons ayant des tailles de grain élevées, comme par exemple les échantillons TE09 et TE86 (>50 µm en moyenne ; Fig. 50d pour TE09), ont le potentiel d'enregistrer des phases de cristallisation, et donc de déformation, pour une large gamme de températures traversées pendant l'exhumation, inférieures à ~400 °C, quelles que soient les conditions de pression et de taux de refroidissement (Fig. 94).

Dans tous les cas, les spectres d'âges, comme il a été montré, suggèrent la présence de différents réservoirs d'Ar, caractérisés par différents rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$ et donc probablement des

mécanismes de mélange d'âges entre deux ou plusieurs générations de phengite, en accord avec l'interprétation de Brunet et al. (2000). Dans ce cas, si l'on vise à contraindre l'âge de la génération de phengite la plus récente, la participation des plus vieilles générations dans le signal obtenu peut être considéré comme de l'héritage résultant d'une première fermeture précoce. La sous-section suivante explore et discute des différentes natures possibles d'héritage d'argon.

4.2.4.3 Quelles sources d'argon hérité dans les échantillons datés ?

Dans le cas de vieilles croûtes continentales, l'excès de ^{40}Ar est une composante très probable dans l'héritage (e.g. Scaillet et al., 1996 ; Di Vincenzo et al., 2006). Il est facile à détecter quand il produit des âges aberrants par rapport aux autres contraintes chronologiques (e.g. Scaillet et al., 1996 ; Di Vincenzo et al., 2006) mais son effet est peu discuté dans le cas contraire, à moins qu'il ne produise des âges aberrants vis-à-vis de la chronologie relative entre la formation de différentes structures à petite échelle (Bellanger et al., 2015). Dans le massif du Tende, les protolithes sont d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur (~290 Ma ; Rossi et al., 1993) et sont composés de minéraux potassiques (feldspath potassique, biotite et hornblende) représentant en proportion modale 30 à 40% de la roche. La présence d'excès de ^{40}Ar vis-à-vis des événements alpins beaucoup plus tardifs est donc très probable dans la roche. Les transformations minéralogiques aboutissent à un assemblage de minéraux, excluant l'assemblage magmatique, dont le principal porteur du potassium est la phengite (20 à 40% de l'assemblage). Au premier ordre, les âges tertiaires obtenus dans ces phengites (~60-20 Ma) ne sont globalement pas aberrants vis-à-vis des âges attendus en relation avec les autres contraintes chronologiques (Fig. 93). Cela montre que les roches ont évolué, au moins à un moment donné, dans un système plus ou moins ouvert, comme l'indiquent les transferts de matière, en accord avec Maggi et al. (2014). Cependant, dans un premier niveau de détail, trois critères permettent d'affirmer que les âges Ar/Ar peuvent être affectés par de l'excès de ^{40}Ar.

Premièrement, le fait qu'une zone montre que les âges *in situ* sont plus vieux dans la S_2 que dans la S_1 sur la section polie TE62A (Fig. 78). Ce résultat pourrait être interprété par des Tf différentes pour S_1 et S_2 mais les compositions chimiques ne sont pas très différentes, en particulier au niveau du X_{Mg}. De plus les tailles de grains sont plus petites pour la S_2 que pour la S_1, ce qui ne

marche pas dans le bon sens. Deuxièmement, le fait que les échantillons crénulés du grade 1 fournissent systématiquement des âges égaux ou plus vieux que les échantillons du grade 0W (Fig. 75) conforte l'idée d'un effet d'excès de ^{40}Ar dans ces échantillons. Troisièmement, certains paliers en fin de spectre dépassent l'âge limite des événements alpins imposé par l'âge de la couverture autochtone Eocène (Rossi et al., 2001), par exemple pour l'échantillon TE59B (N17.MS2) (Fig. 71).

Dans un autre cas, si l'on s'intéresse l'âge de la génération de phengite la plus récente, la participation des plus vieilles générations dans le signal obtenu peut être considérée comme un héritage résultant d'une première fermeture précoce, entrainant un différentiel d'âge. Ce différentiel peut exister simplement car le système K-Ar date l'âge de plusieurs phases de cristallisation. Cependant, il est également possible que ce différentiel existe même si les âges sont des âges de refroidissement, dans le cas où les Tf ne sont pas les mêmes pour les différentes générations, en raison de différences de compositions chimiques ou simplement d'un effet de la taille de grain.

Dans tous les cas, il est proposé dans la suite de cette discussion de regarder comment évolue cet héritage avec la succession des différentes structures et le long de gradients d'intensité de la déformation observés à différentes échelles.

4.2.4.4 Interprétations sur la distribution des âges observés

Cette discussion va porter sur différentes échelles d'intérêt depuis celle de l'agrégat jusqu'à celle du gradient régional d'intensité de la déformation. L'échelle du cristal n'a pas pu être abordée en raison des protocoles qui ont été appliqués qui ne permettaient pas de s'y intéresser (pas de datation en step-heating ou *in situ* sur monograin). Cette échelle a déjà été abordée par Brunet et al. (2000) qui ont effectué des datations *in situ* sur un même cristal de phengite appartenant à la S_1 (~1 mm de diamètre). Les données indiquent l'absence de profil de diffusion sur le plan basal et une bonne homogénéité des âges entre 36.5 ± 0.9 et 34.0 ± 1.7 (n=11) avec cependant un seul âge à 30.8 ± 0.4 Ma. Les auteurs ont interprété ces données comme indiquant un âge minimal de la foliation S_1 H*P*-B*T*.

- *Echelle de l'agrégat*

L'échelle de l'agrégat (~1 à 4 mm), qui est la taille des agrégats extraits des échantillons pour les analyses en step-heating, peut être abordée bien sûr par les âges *in situ* mais également par les âges en step-heating, un même agrégat ayant été analysé plusieurs fois pour certains échantillons. Bien entendu, le résultat de l'analyse en step-heating peut être également affecté par des différences d'âges à l'échelle du cristal. Il sera considéré que cet effet est faible, compte tenu des résultats antérieurs de Brunet et al. (2000). L'amplitude des différences d'âges pour un spectre, et donc les différences d'âges que l'on peut attendre à l'échelle de l'agrégat, est généralement inférieure 8 Ma (voir partie résultat des datations en step-heating), mis à part pour l'échantillon TE59 du grade 2 situé le long de la route principale qui a une amplitude de l'ordre de 10 à 15 Ma (Fig. 71)). Les âges apparents obtenus à partir de cet échantillon atteignant l'âge limite maximal imposé par l'âge Eocène de la couverture autochtone (~55 Ma ; Rossi et al., 2001), ces âges sont considérés comme affectés par de l'excès de ^{40}Ar, qui explique des différences d'âges particulièrement élevées sur les spectres. L'échantillon TE59 exclu, les réplicas d'analyse sur un agrégat montrent des spectres aux géométries reproductibles (profil en perte ou en cloche ; Fig. 67). La différence d'âges entre les réplicas peut atteindre un maximum de 5 Ma pour un même état d'avancement d'analyse (même proportion de ^{39}Ar dégazée). Ceci résulte en des différences d'âges totaux inférieures à 2 Ma entre les réplicas. L'amplitude des différences entre les âges à cette échelle est retrouvée à partir des données *in situ,* qui ne dépasse pas 10 Ma pour une section polie entière (Fig. 82). Ces données permettent de discuter des micro-mécanismes responsables de l'amplitude des différences entre les âges, et de leur distribution à l'échelle de l'agrégat.

Dans la zone B de l'échantillon TE84, les agrégats montrent plusieurs générations de phengite aux compositions chimiques différentes (Fig. 64) dont la taille de grain (ici l'épaisseur dans le plan XZ de la déformation) peut être inférieure à la taille du cratère d'ablation (50-100 μm). Les différences d'âges (jusqu'à 3-4 Ma ; Figs. 80 et 81) peuvent donc être interprétées comme différents degrés de mélange entre les différentes générations. La composition chimique étant variable notamment au niveau du X_{Mg}, les différences d'âge peuvent être en partie contrôlées par des rétentions différentes de l'Ar. Concernant la section polie TE77A (Figs. 76 et 77), les données indiquent toujours des âges plus vieux dans les cristaux obliques, interprétés comme antérieurs à la fabrique principale. Il n'existe pas de différences dans les compositions chimiques sur cet

échantillon (insert b de la figure 76), et la taille des cristaux obliques n'est pas différente de celle des cristaux orientés selon la fabrique principale. La différence d'âge (jusqu'à 8 Ma) est donc interprétée comme directement liée à la cristallisation de différentes générations de phengite. Cela indique que le ^{40}Ar produit après la cristallisation est au moins en partie retenu dans les cristaux pendant les différents cycles de la déformation rétrograde. La distribution plutôt aléatoire des âges dans le reste de la pastille peut être interprétée par différents degrés de mélange obtenus pour une ablation trop grande par rapport à la taille des cristaux. Concernant la section polie TE62A (Figs. 78 et 79), les données indiquent des âges plus vieux dans la S_2 que dans la S_1, ce qui est interprété comme une cristallisation de la phengite dans la S_2 en présence d'excès de ^{40}Ar. Cet effet semble uniquement affecter la zone en bas à gauche de la section polie, alors que les âges sont plutôt aléatoirement répartis dans les deux autres zones (en bas à droite et en haut). Il a été montré que les différentes structures (S_2, bandes de cisaillement) s'imprimant dans les agrégats de phengite pouvaient être représentées par uniquement une réorientation des cristaux préexistants aux alentours (Fig. 49d) ou bien par la cristallisation de nouveaux cristaux (Fig. 49c et 49e). Il semble que l'effet d'excès de ^{40}Ar soit visible uniquement quand la S_2 est caractérisée par de la néocristallisation, comme c'est le cas dans la zone en bas à gauche de l'échantillon TE62A (insert b de la figure Fig. 78).

Au regard de la cohérence des âges *in situ* et step-heating (Fig. 82), il semble que les mécanismes contrôlant la distribution d'âges, discutés ici à la lumière des résultats de l'approche *in situ* (mélange d'âge entre différentes générations de phengite avec potentiellement différents degrés d'incorporation d'excès de ^{40}Ar et différentes Tf), soient les mêmes qui contrôlent la forme et l'amplitude d'âge des spectres en step-heating.

- *Echelle de la section polie*

Cette échelle peut être abordée par les datations *in situ* sur des sections polies. Concernant les sections polies TE77A et TE62A (respectivement Figs. 76;77 et 78;79), la distribution des âges est homogène à cette échelle, ce qui implique que les mécanismes contrôlant la distribution des âges à l'échelle de l'agrégat sont les mêmes pour l'échelle de la section polie (voir sous-section précédente). Concernant la section polie TE84B (Figs. 80 et 81), les données montrent un contrôle des deux différentes zones sur les âges obtenus, moins dispersés et plus vieux dans la zone B (32-

35 Ma) que dans la zone A (29-34 Ma). La phengite est caractérisée par une substitution en Si moyenne et un X_{Mg} moyen plus forts dans la zone B (Si = 3.65 a.p.f.u. et X_{Mg} = 0.65) que dans la zone A (Si = 3.53 a.p.f.u. et X_{Mg} = 0.36). Il y a plusieurs interprétations possibles à cette différence d'âge. 1) Les phengites de la zone B sont plus rétentives vis-à-vis de l'Ar que celles de la zone A en raison de leurs compositions chimiques. 2) Les phengites ne cristallisent pas au même moment dans les zones A et B. 3) Les phengites de la zone B cristallisent en présence d'excès de ^{40}Ar. D'un autre côté, l'analyse step-heating effectuée sur un agrégat de la zone A (TE84y ; N32.MS2 ; Fig. 72) donne un spectre dont l'âge apparent est compris entre 32 et 35 Ma (âges retrouvés par l'*in situ* dans la zone B) pour plus de 80 % du dégazage. Il est donc possible que les données in-situ souffrent d'un manque de représentativité et que les gammes d'âges entre les différentes zones soient en réalité équivalentes. L'interprétation de ce résultat reste somme toute assez ouverte.

- *Echelle de l'échantillon*

Cette échelle a été principalement approchée par la datation en step-heating réalisée sur des agrégats prélevés à différents endroits d'un échantillon. Dans le cas d'échantillons relativement homogènes du point de vue de leurs structures, par exemple pour les échantillons du grade 4 qui montrent une parallélisation de la S_2 et des bandes de cisaillement top-NE (e.g. TE77, TE09, Fig. 68 ; TE86, Fig. 70) il n'existe pas plus de variations de l'âge apparent des spectres entre les différents agrégats (jusqu'à 5 Ma pour une même quantité de ^{39}Ar dégazée) que de variations de l'âge apparent pour deux spectres d'un même agrégat (Fig. 67). Il en va de même pour les âges totaux, dont la différence est de ~2-2.5 Ma. Cela montre encore une fois que les mécanismes responsables de la distribution des âges à l'échelle de l'agrégat (voir sous-section portant sur l'échelle de l'agrégat) contrôlent en partie la distribution des âges jusqu'à l'échelle de l'échantillon. Cette systématique est même retrouvée pour des agrégats prélevés sur différentes structures d'échantillons qui ne sont pas homogènes. C'est le cas pour l'échantillon TE43 (Fig. 69), qui montre différents spectres se recoupant dans leur âge apparent pour la partie la plus déformée et la moins déformée. Même si l'âge total le plus jeune a été obtenu sur l'agrégat prélevé dans la zone la plus déformée (TE43D ; N28.MS2), sa différence aux autres âges totaux de l'échantillon est autour de 2 Ma.

Cette systématique est quelque peu nuancée pour certains échantillons qui ne sont pas

homogènes du point de vue de leurs structures. Par exemple, pour l'échantillon TE61 (Fig. 72), la différence d'âge apparent à même quantité de ^{39}Ar dégazée entre l'agrégat prélevé sur la bande de cisaillement top-SW (TE61x ; N15.MS2) et l'agrégat prélevé sur la S_1 (TE61B ; N37.MS2) peut aller jusqu'à 7 Ma. De même, la différence de leurs âges totaux est de ~4 Ma. Cette observation est en faveur d'un lien entre la déformation et les âges obtenus. Les différences d'âges restant faibles, un réplica sur cet agrégat est nécessaire pour aller plus loin. Pour l'échantillon TE59 (Fig. 71), qui est affecté par de l'excès de ^{40}Ar (voir sous-section portant sur l'échelle des agrégats), une différence d'âge total de 5 Ma a également été obtenue entre l'agrégat prélevé sur la bande de cisaillement top-NE (TE59A ; N18.MS2) et l'agrégat prélevé sur la S_1 plissée (TE59B ; N17.MS2). Les spectres pour ces deux agrégats montrent deux parties, l'une à ~32 Ma et l'autre à 45-47 Ma, la seconde pouvant être considérée comme porteuse de l'excès de ^{40}Ar. La différence d'âge total entre les deux agrégats résulte des participations respectives des deux parties, en termes de quantité de ^{39}Ar dégazé. L'agrégat prélevé dans la bande de cisaillement résulte en un âge total plus élevé car la partie porteuse de l'excès de ^{40}Ar représente 80% du dégazage (contre 25% pour l'agrégat prélevé dans la S_1 plissée). Cette différence ne peut pas être interprétée en termes de différentiel dans la quantité absolue d'excès de ^{40}Ar incorporé dans les cristaux. Le fait que les différentes parties des spectres soient les mêmes en termes d'âge apparent montre que la différence d'âge total résulte plus probablement de proportions différentes entre les cristaux n'ayant pas incorporé d'excès de ^{40}Ar contre ceux qui l'ont incorporé. Il y a donc probablement une proportion plus importante de cristaux affectés par de l'excès de ^{40}Ar dans les bandes de cisaillement sur cet échantillon.

- *Echelle de l'affleurement*

Cette échelle a été abordée dans trois cas. Le premier est celui des échantillons du grade 1 TE38 et TE62, très ressemblants tant au niveau de leurs structures qu'au niveau des compositions chimiques des phengites (Fig. 70). Ils ont été prélevés à 1m l'un de l'autre. Le second cas est celui de l'affleurement de la plage du Loto (grade 4), représenté par deux échantillons très déformés, un granite (TE77) et une aplite (TE09) (Fig. 68). Le troisième cas est représenté par la zone de cisaillement top-SW (grade 0W) sur laquelle a été prélevé l'échantillon TE84 le long des trois zones, A, B et C, très différentes également au niveau de la déformation, des phases présentes et

des compositions chimiques des phengites (Figs. 72 et 80).

Dans le premier cas (Fig. 70), les différents spectres obtenus sur les deux échantillons TE38 et TE62 montrent des différences d'âge apparent à même quantité de ^{39}Ar dégazé atteignant 5 Ma au maximum, et des différences d'âges totaux autours de 2 Ma, ce qui est similaire à ce qui est trouvé généralement pour deux analyses effectuées sur un même agrégat. Encore une fois, cela montre que les mécanismes responsables de l'amplitude des âges à l'échelle de l'agrégat (voir sous-section portant sur l'échelle de l'agrégat) contrôlent la distribution des âges jusqu'à l'échelle de l'affleurement, s'il est assez homogène au point de vue de sa structure et des compositions chimiques des phengites.

Dans le second cas (Fig. 68), les spectres d'âges pour les agrégats prélevés sur l'aplite (TE09) sont systématiquement plus jeunes, sur toute l'analyse step-heating, que les spectres d'âges pour les agrégats prélevés sur le granite (TE77). Les différences d'âge apparent à même quantité de ^{39}Ar dégazé peuvent atteindre 7 Ma entre les agrégats des deux échantillons, et les différences d'âges totaux peuvent atteindre 5 Ma. Les deux échantillons ont des X_{Mg} identiques et la taille de grain pour l'échantillon TE09 est l'une des plus grandes retrouvée. La différence d'âge ne peut donc pas être expliquée par des Tf différentes pour les deux échantillons. Elle peut être expliquée alternativement comme reflétant des âges de cristallisation et montrant donc une localisation de la déformation dans le temps depuis le granite vers l'aplite, ou bien une composante d'héritage des générations précoces de phengite plus importante pour le granite (TE77).

Concernant le troisième cas, pour discuter de l'évolution des âges à travers la zone de cisaillement top-SW de l'échantillon TE84, il faut associer les données en step-heating (Fig. 72) et les données *in situ* (Fig. 80) car seule cette dernière approche a été utilisée pour la zone B. Au total, les zones A, B et C sont respectivement associées à des âges entre 28 et 38 Ma, 32 et 36 Ma et 34 et 38 Ma. Si les âges les plus vieux sont comparables pour les trois zones (36-38 Ma), les âges les plus jeunes sont de plus en plus jeunes de la zone C vers la zone A. Cela peut être expliqué par différentes raisons, par des tailles de grain différentes, des compositions chimiques de phengite différentes (la phengite dans les zones B et C est caractérisée par un X_{Mg} deux fois plus fort que la phengite de la zone A, qui est donc peut être moins rétentive vis-à-vis de l'Ar) ou par le fait que la phengite n'a pas cristallisé au même moment dans les trois différentes zones. Un autre élément est la présence de feldspath potassique uniquement dans la zone A. Cet élément sera discuté plus tard.

- *Echelle de l'ETSZ*

Il a été montré que l'ensemble de spectres obtenus avait des géométries et des amplitudes d'âges reproductibles, aboutissant à des âges totaux comparables. Il en va de même pour les différences entre les âges obtenus via des analyses effectuées sur un même agrégat ou sur deux agrégats pouvant être prélevés jusqu'à 1m l'un de l'autre, si l'affleurement est homogène. De plus, il a été montré que les âges *in situ* reproduisaient bien les âges obtenus par l'approche en step-heating, suggérant que les âges et les processus contrôlant leur distribution sont également appréhendés par les deux approches. De ces constats, il semble que l'utilisation des âges totaux soit la plus appropriée pour étudier l'évolution des âges à grande échelle, sans chercher à leur donner pour l'instant une signification géologique.

La figure 95 montre l'évolution des âges totaux de toutes les analyses effectuées en step-heating. Dans la discussion qui suit, vis-à-vis d'une problématique sur la déformation ductile, les âges totaux obtenus sur l'échantillon TE74 ne seront pas considérés, car les données sont clairement affectées par des circulations tardives de fluides (Figs. 73 et 74). L'évolution des âges au travers du gradient d'intensité de la déformation suit deux tendances différentes, un vieillissement le long de la route principale et un rajeunissement plus au nord de l'ETSZ.

La première tendance le long de la route est incohérente avec tous les modèles tectoniques proposés dans la littérature si l'on réfléchit en termes d'âges de cristallisation/déformation (Daniel et al., 1996 ; Brunet et al., 2000 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012 ; 2014 ; Rossetti et al., 2015 ; cette étude) qui prévoient que les mylonites top-NE D_2 accommodent la fin de la déformation dans le massif du Tende. Les résultats ne peuvent donc pas être interprétés comme des âges de cristallisation lors de la déformation. Concernant les tailles de grains, il n'a pas été observé de corrélations avec les grades d'intensité de la déformation (voir la section sur la structure des agrégats de phengite 3.2.4.1). De même, les compositions chimiques des phengites ne sont pas corrélables aux grades de déformation. (Fig. 60). Il est donc difficile de corréler la tendance observée des âges avec des Tf qui évolueraient le long du gradient régional. L'interprétation la plus probable est celle d'un effet d'excès de ^{40}Ar. Cette interprétation est confortée par plusieurs observations. 1) Les âges obtenus dans la S_2 sont plus vieux que ceux obtenus dans la S_1 sur la section TE62A (Fig. 78). 2) L'âge total de l'agrégat prélevé sur la bande de cisaillement top-NE est plus vieux que celui obtenu pour l'agrégat prélevé dans la S_1 plissée de l'échantillon TE59 (Fig. 95). 3) Les plus vieux paliers obtenus dans ce dernier échantillon atteignent l'âge limite des événements alpins fixé par l'âge Eocène de la couverture autochtone du

massif du Tende (Rossi et al., 2001). L'excès de ^{40}Ar est donc une source importante d'héritage dans les âges obtenus (héritage varisque). Il est possible qu'il puisse affecter tous les résultats puisque les fluides métamorphiques sont forcément porteurs de cet excès, via la totale transformation des minéraux potassiques formant l'assemblage magmatique varisque.

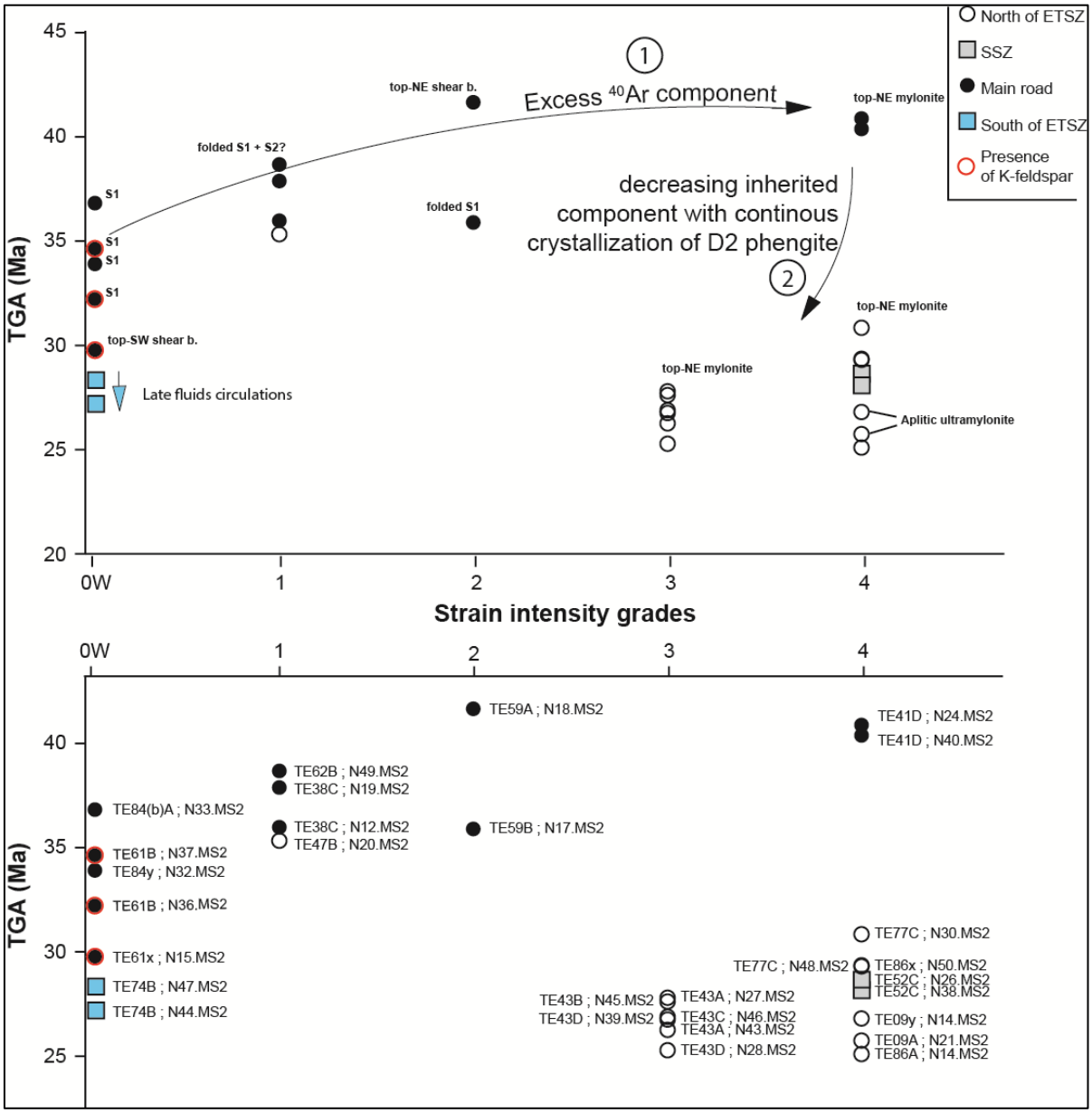


Figure 95 : Evolution des âges totaux des agrégats de phengite analysés à travers le gradient régional d'intensité de la déformation. *Sur le diagramme du bas ont été reportés les numéros d'analyse permettant d'identifier le spectre d'âge correspondant. TGA : âge total pour « total gaz age ».*

Remarquablement, la S_1 porte des âges plus vieux dans les échantillons affectés par D_2 (grades 1 à

4) que dans les échantillons uniquement affectés par D_1 (grade 0W) (Fig. 95). Cela montre que la distribution de l'excès de ^{40}Ar a été fixée, au moins pour une part, assez tôt dans l'histoire de l'ETSZ (i.e pendant D_1). Le degré d'incorporation d'excès de ^{40}Ar dans les cristaux d'un même minéral a certaines dépendances, comme la « porosité » de la roche et sa concentration en K_2O (voir discussions dans Smye et al., 2013) ou encore la concentration du ^{40}Ar dans les fluides. Le fait que les échantillons affectés par D_1 et D_2 semblent incorporer plus d'excès de ^{40}Ar peut s'expliquer par la différence de compositions chimiques des protolithes (processus locaux) ou par le fait du drainage des fluides le long des structures se déformant, comme l'indiquent les âges les plus vieux trouvés dans les structures les plus récentes ou accommodant le plus de mouvement. Il a été montré que les roches uniquement affectées par D_1 avaient un protolithe différent (que l'on nommera protolithe A) que les roches affectées par D_1 + D_2 (que l'on nommera protolithe B). Considérant que l'effet de la composition chimique du protolithe était plus fort que celui des transferts de matière dans les compositions chimiques des roches déformées, il a été possible d'affirmer que le protolithe A était relativement plus riche en SiO_2 et K_2O et moins riche en Na_2O, Fe_2O_3, MgO et Al_2O_3, ce qui augmente le ratio feldspath potassique/plagioclase et diminue le ratio phases ferromagnésiennes/autres phases par rapport au protolithe B. Les mylonites dérivant du protolithe A, qui comportent du feldspath potassique en défaut, portent des âges généralement plus jeunes que les autres échantillons (Fig. 95), ce qui va à l'encontre d'une dépendance de la quantité d'excès de ^{40}Ar incorporée dans les micas à la concentration en K_2O de la roche. Alternativement, on peut considérer que la concentration du ^{40}Ar dans les fluides lors de la cristallisation de la phengite est plus forte dans le cas du protolithe B qui a transformé tous ses minéraux potassiques lors de la déformation. En revanche, une quantité importante de ^{40}Ar est maintenue dans le feldspath potassique en défaut du protolithe A après la cristallisation des phengites. L'amplitude des âges *in situ* sur le feldspath potassique de la section polie TE48B (34-142 Ma) indique une perte partielle de ^{40}Ar par diffusion. Cette perte a pu commencer pendant l'enfouissement, la déformation et la cristallisation des phengites, et a pu continuer après la consommation des réactifs limitants du protolithe A. Dans tous les cas, la cinétique de transfert de ce ^{40}Ar est plus faible dans le cas de la diffusion (protolithe A) que dans le cas de l'implication totale des phases potassiques dans les réactions métamorphiques (protolithe B). Ceci implique que le ^{40}Ar provenant du feldspath potassique a pu ne pas être réincorporé dans les micas, expliquant la différence entre les âges retrouvés dans la S_1 des mylonites dérivants des deux différents protolithes. Concernant la

distribution de l'excès de ^{40}Ar pendant D_2, il est difficile de dire si elle implique des processus locaux ou de plus grande échelle. La différence de composition chimique entre les phengites de la S_1 et celles de la S_2 indique surement une rééquilibration chimique avec les fluides (car sinon, la composition chimique des phengites est contrôlée par la composition de la roche totale) impliquant des circulations de fluides localisées dans les structures. Cette circulation peut atteindre des distances de 1.5 Km, comme l'on montré Freeman et al. (1998) dans le cas du chevauchement du Moine, qui montrait également un effet plus fort de l'excès de ^{40}Ar au cœur de la zone de cisaillement.

La seconde tendance plus au nord de l'ETSZ est cohérente avec les modèles tectoniques (Daniel et al., 1996 ; Brunet et al., 2000 ; Molli et Tribuzio, 2004 ; Molli et al., 2006 ; Maggi et al., 2012 ; 2014 ; Rossetti et al., 2015 ; cette étude). Encore une fois, ces résultats peuvent être vus en termes de refroidissement différentiel via des Tf inégales ou en termes de cristallisation/déformation. Comme déjà discuté, il n'a pas été observé de corrélations des tailles de grain avec les grades d'intensité de la déformation (voir section sur la structure des agrégats de phengite 3.2.4.1), et il en va de même pour les compositions chimiques (Fig. 60). En somme, pour une taille de grain donnée, il est admis que les températures de fermetures sont globalement équivalentes pour les roches éloignées et proches du cœur de l'ETSZ. La tendance des âges au rajeunissement à travers le gradient régional de l'intensité de la déformation est interprétée, d'après l'ensemble de ce qui a été dit dans cette discussion, comme le remplacement grandissant des plus vieilles générations de phengites par de plus jeunes générations au cours de la déformation, en accord avec les interprétations de Brunet et al. (2000) ou encore par exemple de Scaillet et al. (1990) dans le cas de l'unité tectonométamorphique du Dora Maira. Cela implique une diminution de la participation de l'excès de ^{40}Ar dans les âges totaux sur cette zone. Il n'y a pas de raison de penser que les processus impliqués pour les échantillons prélevés le long de la route soient différents plus au nord de l'ETSZ. Cela est notamment indiqué par des paliers relativement vieux en fin d'analyse, même pour les échantillons les plus déformés, atteignant des âges pour lesquels l'effet de ^{40}Ar a été prouvé (e.g. ~35-40 Ma ; Figs. 68 et 69), suggérant que ces échantillons ont pu être affectés par cet excès, en particulier pour les générations les plus précoces. La différence entre ces deux zones est que l'ETSZ est plus épaisse au nord qu'à la latitude de la route (Fig. 91), ce qui a été interprété plus en amont dans cette discussion par une déformation plus pérenne dans le granite au nord, et moins au sud en raison de la localisation de la déformation dans la couverture.

L'effet de l'excès de ^{40}Ar au nord de la zone d'étude a pu être oblitéré par des phases de déformation s'enchainant dans le temps sur une durée plus longue.

4.2.4.5 Proposition d'un modèle de distribution des âges Ar/Ar durant l'évolution de l'ETSZ

Pour cette section, il a été tenté de donner une signification « tectonique » aux données obtenues, malgré la complexité du comportement du système K-Ar dans le cas du massif du Tende. Les interprétations ont été faites de sorte qu'elles n'aillent pas à l'encontre des autres contraintes chronologiques. Deux contraintes sur le timing de l'évolution de l'ETSZ ont pu être tirées du set de données. Premièrement, une observation intéressante est la cohérence des âges les plus jeunes des feldspaths potassiques avec les âges des phengites sur la section TE84B (Fig. 81). La diffusion du ^{40}Ar dans le feldspath potassique est contrôlée par différents sous-domaines caractérisés par différentes Tf, elles-mêmes contrôlées par différentes tailles de ces domaines (Lovera et al. 1989). Ces Tf peuvent visiblement descendre jusqu'à des températures aussi basses que 150 °C. Le pattern d'âges obtenus dans les feldspaths potassiques montrant une distribution aléatoire est interprété non pas comme résultant de la perte partielle d'Ar d'un cristal mais comme résultant d'une perte partielle pour certains domaines et d'une perte totale pour d'autres domaines. Cela entraine que les âges les plus jeunes représentent les domaines ayant perdu la totalité du ^{40}Ar accumulé entre la formation du granite et les évènements alpins. Ces âges, à ~34 Ma, ne peuvent pas correspondre à des âges de refroidissement car les roches sont à cet âge proches du pic métamorphique, comme l'indiquent les derniers âges prograde ou l'âge de pic métamorphique vers 34 Ma dans la nappe des Schistes Lustrés obtenus par plusieurs méthodes (Brunet et al., 2000 ; Martin et al., 2011 ; Vitale Brovarone et Herwartz., 2013). Nous interprétons cet âge comme celui de l'arrêt de la diffusion de l'Ar dans les feldspaths, synchrone de l'arrêt de la déformation et de la recristallisation des phengites, indiquant une localisation de la déformation dans d'autres facies. La présence d'excès de ^{40}Ar dans le massif du Tende restreint cette contrainte à un âge maximal pour cet évènement. Deuxièmement, il a été montré que les âges les plus jeunes obtenus dans l'aplite TE09 ne pouvaient pas être des âges de refroidissement mais sont des âges de cristallisation (voir sous-section 5.4.2 : Processus potentiellement tracés par la datation Ar/Ar dans le cas du massif du Tende). Ces âges, 22-25 Ma, sont considérés comme datant l'arrêt de la déformation dans le massif

du Tende, de manière compatible avec les âges Rb/Sr de Rossetti et al. (2015) sur les mylonites top-NE.

En plus de ces deux premiers points, le modèle suivant se base sur les interprétations proposées dans l'ensemble de la discussion : 1) La succession des différents grades d'intensité de la déformation se fait progressivement dans le temps. 2) L'effet de l'excès de ^{40}Ar n'étant pas aberrant sur les âges, il est admis que le ^{40}Ar produit par désintégration du ^{40}K entre l'âge de formation des granites et l'âge des événements alpins est en grande partie évacué du système, ce qui implique des cellules de circulations de fluides supérieures à ~500 m, ce qui est compatible avec les résultats de Freeman et al. (1998). 3) L'effet de ^{40}Ar a lieu de manière précoce, pendant D_1. 4) Cet excès pendant D_1 est plus fort dans les mylonites dérivant du protolithe B, c'est-à-dire pour lequel les phases potassiques formant l'assemblage magmatique sont complètements transformées pendant la déformation. 5) La circulation des fluides portant le ^{40}Ar externe est contrôlée par les zones qui se déforment activement.

Entre 53 Ma et jusqu'après l'âge du pic métamorphique dans les Schistes Lustrés (~34 Ma ; Brunet et al., 2000 ; Martin et al., 2011 ; Vitale Brovarone et Herwartz, 2013), le massif du Tende enregistre une phase prograde depuis la surface et vers des pressions de ~1-1.2 Gpa (Maggi et al., 2012). Cette phase est associée à une cinématique top-SW dans l'ETSZ (chevauchement de la nappe des Schistes Lustrés). Dans le protolithe B, la déformation et les réactions minéralogiques induisent l'incorporation partielle dans la phengite (S_1 et bandes de cisaillement top-SW) du ^{40}Ar accumulé depuis la fin du Carbonifère (magmatisme tardi-varisque) (stade 1 ; Fig. 96). Dans le protolithe A, il est enregistré une perte partielle ou totale du ^{40}Ar des feldspaths par diffusion, qui est moins incorporé dans la phengite du fait d'une cinétique plus faible. La déformation finit par se localiser dans les mylonites dérivant du protolithe B, en raison d'un adoucissement rhéologique favorisé par une plus grande quantité de phengite et de domaines de mélange à quartz et albite. Cet épisode est daté vers ~34 Ma, ce qui correspond aux âges les plus jeunes retrouvés dans les feldspaths potassiques et aux âges retrouvés dans les phengites dans la même roche, indiquant l'arrêt de la déformation et des circulations de fluides inhibant la diffusion dans les feldspaths et le rajeunissement des phengites qui ne recristallisent plus. Cette époque correspond à l'âge probable de l'exhumation syn-orogénique du prisme (nappe des Schistes Lustrés et massif du Tende), contrainte entre l'âge du pic métamorphique dans les Schistes Lustrés (~34 Ma) et le début de l'exhumation post-orogénique contraint par le début de l'exhumation des zones les plus externes

vers 32 Ma (Di Vincenzo et al., 2016). Cette phase est associée par la formation de la S_2 qui s'accompagne, au moins localement, par un drainage de fluides porteurs d'un excès de ^{40}Ar s'incorporant dans les phengites cristallisant dans ces structures (stade 2 ; Fig. 96). La déformation se localise ensuite vers le cœur de l'ETSZ, les structures qui se déforment continuant de drainer les fluides porteurs de l'excès de ^{40}Ar (stade 3 ; Fig. 96). Aucun évènement n'est visiblement enregistré après cette étape (dont la contrainte en âge ne peut être plus réduite que 34-20 Ma) à la latitude de la route principale, ce qui aboutit à des âges totaux de plus en plus vieux vers les structures les plus localisantes (stade 4 ; Fig. 96). Dans d'autres zones, comme les zones situées plus au nord, la déformation persiste à travers une ETSZ plus pérenne. L'amplitude des âges apparents des spectres reste constante mais les valeurs absolues diminuent vers les roches les plus déformées par un remplacement continu des plus vieilles générations de phengites. Les âges les plus jeunes (i.e. 22-25 Ma ; aplite TE09) semblent alors refléter l'âge de l'arrêt de la déformation ductile le long des structures les plus localisantes. Il correspond donc visiblement à l'âge de l'inactivation de l'ETSZ, vers des températures comprises entre les Tf respectives des méthodes ZFT et AFT (i.e. 310-60°C au plus large). Le fait que les incréments de déformation cassants soient extrêmement limités pour l'ETSZ indique une inactivation plus proche de 300 °C, au moment du passage dans la transition ductile/cassant. La durée de fonctionnement de l'ETSZ pendant l'exhumation serait ainsi d'environ de 14-10 Ma. Cette durée est assez similaire des celles estimées par Schneider et al. (2013) dans le cas de détachements dans les Alpes de l'est.

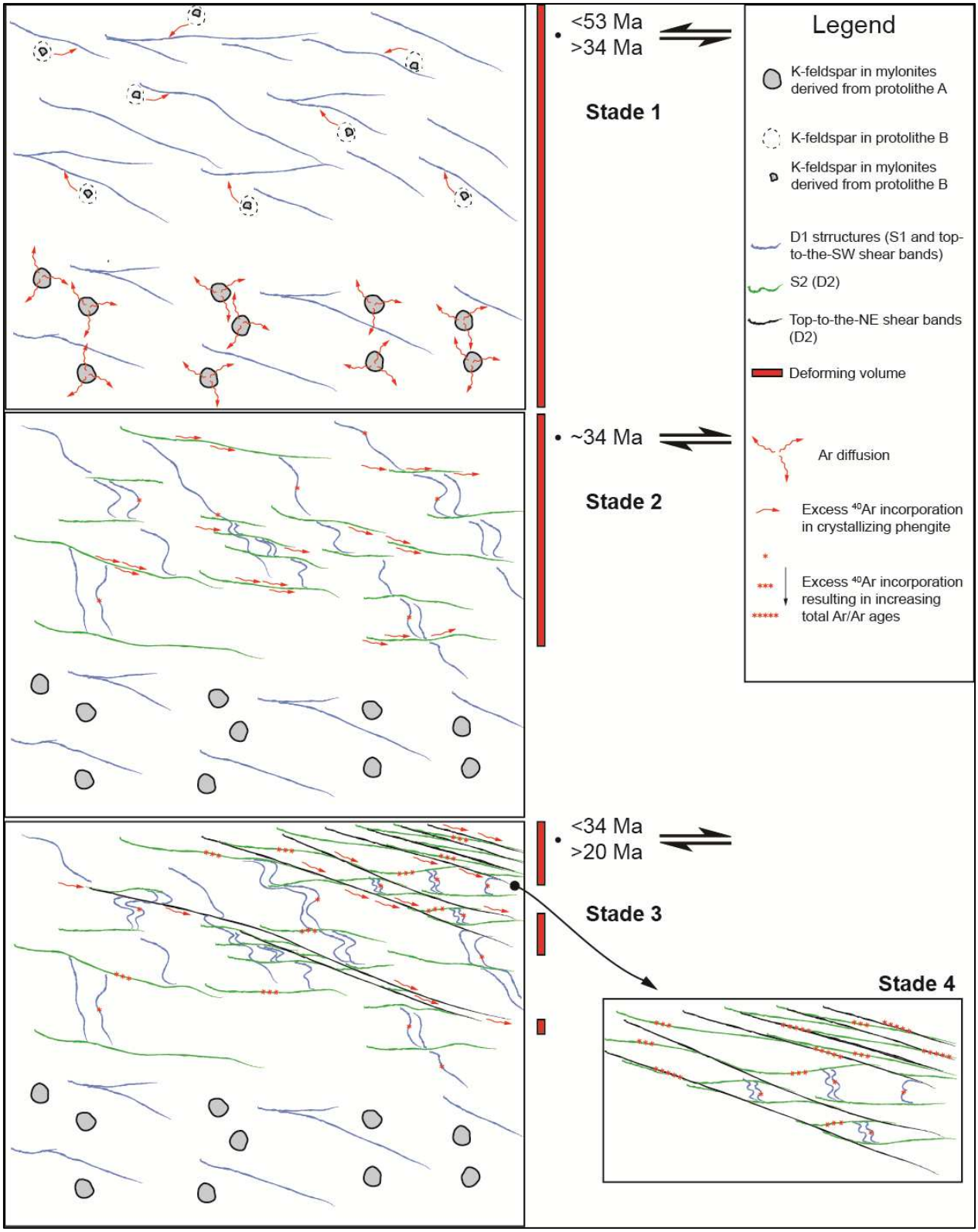


Figure 96 : Modèle évolutif de la distribution du ^{40}Ar en héritage du varisque lors de l'évolution de l'ETSZ à la latitude de la route principale. Voir texte pour plus de détails.

4.3 Synthèse générale

Cette sous-section courte s'attache à synthétiser les apports des deux dernières sous-sections de ce chapitre en lien avec les deux cibles terrain pour répondre aux problématiques posées dans l'introduction sur :

1) Le comportement et la distribution du ^{40}Ar en héritage vis-à-vis d'une phase de déformation dans une zone de cisaillement ;
2) L'effet de l'intensité de la déformation, prise comme un paramètre à faire varier, sur le système K-Ar et donc sur les âges Ar/Ar obtenus, et notamment sur des minéraux dont la cristallisation est antérieure à la déformation (clastes);
3) Les corrélations entre les variations d'âges Ar/Ar et les gradients d'intensité de la déformation en vue d'apporter d'éventuels arguments sur l'interprétation des âges en termes de néocristallisation syncinématiques et donc de déformation, pour répondre aux problématiques d'évolution des zones de cisaillement dans le temps et l'espace, de localisation de la déformation, et de rhéologie.

Ces trois problématiques s'intègrent dans le lot de questions existantes ayant trait au comportement du système K-Ar dans les zones de grande déformation. La particularité des trois problématiques listées ci-dessus est qu'elles ne peuvent qu'être résolues par l'approche utilisée dans cette étude, à savoir d'adapter l'échantillonnage aux gradients d'intensité de la déformation dans des protolithes d'une nature raisonnablement constante sur l'emprise la zone de cisaillement étudiée (ici des granites). Les deux cibles d'études sont plus ou moins adaptées aux trois problématiques listées ci-dessus, et seront traitées dans deux paragraphes différents.

Concernant le cas d'étude d'Ikaria, il n'y a probablement pas d'effet d'excès de ^{40}Ar du fait que la différence entre l'âge du protolithe et celui de la déformation est nulle ou faible (de l'ordre du Ma), et il est globalement observé un rajeunissement des âges des phases potassiques dans les échantillons de plus en plus déformés (Fig. 86), ce qui suggère que le ^{40}Ar perdu pendant la déformation sort du système, ce qui répond simplement à la problématique (1).

Concernant la problématique (2), les âges obtenus dans les clastes magmatiques de muscovite dans les échantillons déformés montrant une intensification de la déformation montrent des âges apparents resserrés en step-heating (i.e. 11-12 Ma), en tout cas pour les 95 derniers pourcents de ^{39}Ar dégazé (Fig. 28). L'âge (un grain) retrouvé dans le protolithe est de 13-14 Ma (Fig. 28). Un seul grain, provenant de l'échantillon le plus déformé, est associé à un âge apparent significativement plus jeune à 9 Ma (Fig. 28). Le set de données nécessite d'être étayé par de nouvelles analyses, mais pour l'instant il indique que le lien entre les âges Ar/Ar et la déformation est binaire, à savoir qu'il induit un rajeunissement des minéraux antérieurs (clastes) à la déformation, mais ce rajeunissement est le même quelle que soit l'intensité de cette déformation. Le décorrélation entre les tailles de grain apparentes et les âges totaux (Fig. 29) ainsi que la similarité des âges des clastes de muscovite des échantillons déformés pourraient indiquer un resserrage de la taille des sous-domaines de diffusion induit par la déformation. Les mêmes interprétations peuvent être faites dans le cas du feldspath potassique. Les âges les plus vieux sont obtenus dans les porphyroclastes de l'échantillon le moins déformé, mais les âges les plus jeunes sont similaires dans tous les échantillons et obtenus dans les petits grains des échantillons déformés (Fig. 86). Cela indique un contrôle de la déformation sur les âges obtenus mais via une réduction des tailles des domaines de diffusion, qui sont identiques dans les petits grains présents dans les structures déformés quelle que soit l'intensité de la déformation.

Concernant le problématique (3), la corrélation entre les âges Ar/Ar, les structures et les compositions chimiques (e.g. Fig. 31) est un bon point de départ pour associer un âge à une phase de cristallisation (Di Vincenzo et al., 2001 ; 2004a ; Mulch et al., 2005) à la condition que cette cristallisation s'effectue en dessous des Tf. C'est le cas dans cette étude pour les petits grains de phengite (Fig. 84). Cependant, au regard des mélanges possibles entre les différentes générations de micas (l'exemple le plus visuel est le mélange de clastes de muscovites magmatiques et de cristaux néoformés de phengite dans les structures déformées (Fig. 23), il semble difficile d'attribuer tous les âges à des âges de déformation. Cependant, les différences significatives entre les âges Ar/Ar obtenus dans les bandes de cisaillement entre les échantillons KAR10 (8.5-9.5 Ma) et IK28A (7-8 Ma) situés l'un de l'autre à moins d'une quinzaine de mètres structuraux, sont interprétées comme indiquant une localisation de la déformation dans le temps vers la zone la plus déformée en 3-1 Ma. Cette interprétation est confortée par la similarité des âges dans les bandes de cisaillement et l'ultramylonite, cette dernière décrivant des transitions successives d'incréments

ductiles et cassants, qui semblent enregistrer les derniers incréments de la déformation avant sa localisation dans le détachement cassant de Gialiskari. Au total, la localisation de la déformation ductile et ductile-cassante entre la mise en place du granite et l'exhumation finale via le détachement cassant s'effectue en ~7 Ma.

Le cas d'étude du massif du Tende est très adapté à la problématique (1) du fait de la différence d'âge (>240 Ma) entre la formation du protolithe à la fin de l'orogénèse varisque et la déformation, qui est alpine au sens large, permettant d'étudier la distribution du ^{40}Ar en héritage d'un protolithe relativement âgé affecté par des évènements tectonométamorphiques beaucoup plus récents. Des études antérieures, portant sur d'autres cibles, ont déjà montré que ce cas d'étude pouvait être associé à des problèmes d'excès de ^{40}Ar (e.g. Ruffet et al., 1995 ; Scaillet, 1996 ; Di Vincenzo et al., 2006) mais l'approche adoptée ici a permis de montrer une corrélation entre les âges Ar/Ar affectés par cet excès de ^{40}Ar et la déformation. En effet, l'excès de ^{40}Ar affecte d'autant plus les structures qui se déforment activement et tardivement, comme le montrent les âges *in situ* plus vieux dans la S_2 que dans la S_1 (Figs. 78 et 79 sur l'exemple des échantillons prélevés dans la partie centrale du Tende, le long de la route principale). De plus, les âges totaux montrent un vieillissement global dans les agrégats de phengite datés au travers du gradient d'intensité de la déformation de grande échelle sur la coupe de la route, permettent d'indiquer un effet de plus en plus important de cet excès, et donc une circulation de fluides porteur de ^{40}Ar externe au travers de la zone de cisaillement et via les structures se déformant activement (Fig. 95). Ce résultat vient étayer les travaux de Freeman et al. (1998) sur le Chevauchement du Moine, qui avaient montré que l'excès de ^{40}Ar pouvait être lié à un apport de ^{40}Ar externe à l'échantillon (jusqu'à plus de 1.5 km) alors qu'il est généralement remobilisé *in situ* (e.g. Scaillet, 1996; Sherlock et Kelley, 2002 ; Smye et al., 2013). Ce résultat a été également observé dans d'autres études comme celle de Bellanger et al. (2015) montrant un vieillissement des âges à l'approche d'une zone de cisaillement alpine affectant un protolithe varisque dans les Alpes.

Concernant la problématique (2), il apparait que le cas d'étude du Tende n'est pas très adapté car la phengite n'est jamais antérieure à la déformation, et que les différents âges reflètent surement plusieurs générations plutôt que des effets plus ou moins fort de perte en ^{40}Ar sur une même génération.

Le comportement du système K-Ar au travers du gradient d'intensité de la déformation de premier ordre (i.e vieillissement vers les structures les plus déformées) n'est pas retrouvé tout le long de l'ETSZ. Plus au nord, il est observé à l'inverse un rajeunissement des âges au travers du gradient d'intensité de la déformation, de manière cohérente avec un rajeunissement vers les structures les plus localisantes et les plus tardives (Fig. 95), permettant éventuellement de répondre à la problématique (3). Cependant, l'interprétation des âges est assez difficile car globalement, les âges sont susceptibles d'enregistrer une cristallisation (et donc éventuellement un problème d'excès de ^{40}Ar), un refroidissement ou des mélanges d'âges, ce qui ne fait pas de ce sujet d'étude un bon candidat pour traiter ces problématiques. Cependant, la modélisation des Tf possibles pour ce cas d'étude permet d'affirmer que les dernières générations de phengite cristallisant à basse température (i.e. < 400 °C pour les échantillons aux tailles de grain les plus élevées ; 350 °C qu'elle que soit la taille de grain) n'enregistrent pas de refroidissement (Fig. 94). Les âges les plus jeunes (25-22 Ma), qui viennent tangenter les âges Rb/Sr sur phengite dans les mêmes grades de déformation (~21 Ma ; Rossetti et al., 2015) sont attribués à la fin de la déformation dans l'ETSZ. Cela indique une localisation de la déformation à l'échelle de l'ETSZ de ~14-10 Ma considérant que cette localisation s'initie lors de l'arrêt de la déformation dans le protolithe A vers 34 Ma, au début de l'exhumation (Fig. 96).

Au total, cette approche d'échantillonnage le long de gradients de déformation apporte un potentiel important de mieux comprendre le comportement du système K-Ar lors de la déformation. La caractérisation structurale systématique des zones de cisaillements datées, associée à l'étude de l'évolution des âges dans le gradient de grande échelle, semblent nécessaires selon les résultats de l'étude pour interpréter les âges Ar/Ar en un point de la zone de cisaillement. Ce genre d'approche très intégrée, avec un important travail préliminaire de terrain est très rare. Cette étude montre encore que le choix de la zone d'étude dépend des problématiques visées. Le choix d'un protolithe significativement plus vieux que la déformation offre de bonnes perspectives sur des problématiques de circulations de fluides, en prenant le ^{40}Ar externe au système daté comme traceur. En revanche, le choix d'un protolithe étant dans la même gamme d'âge que la déformation (1-3 Ma de différence) ou ayant le même âge (cas d'un granite syncinématique) réduit drastiquement le potentiel d'un problème d'excès de ^{40}Ar, et offre de bonnes perspectives de dater la déformation via les microstructures et résoudre dans le temps les problématiques de la

localisation de la déformation. Pour cela, il est nécessaire de réunir les conditions pour interpréter les âges en âge de cristallisation assistée par la déformation, qui passe en particulier par le choix d'un cas d'étude associé à un fort taux de refroidissement (au moins > 50°C). Les résultats préliminaires apportés par cette étude sont compatibles avec une localisation de la déformation en amincissement vers le contact supérieur en ~14 Ma dans le cas d'une exhumation d'unités H*P*-B*T* continentales impliquées dans un prisme d'accrétion, et en ~7 Ma dans le cas de l'exhumation d'un MCC formé en contexte arrière-arc. Ces valeurs sont des estimations de durée de fonctionnement de zones de cisaillement ductiles. Des études supplémentaires comprenant des estimations plus fines des températures de déformation et de nombreuses données Ar-Ar additionnelles sont nécessaires pour discuter du caractère progressif ou non de la localisation de la déformation dans ces intervalles. Cette problématique d'ouverture a de fortes chances d'être résolue au regard des résultats de ce présent travail, si l'échantillonnage adapté aux gradients d'intensité de la déformation est respecté.

CONCLUSIONS

L'approche utilisée dans cette étude consistant à mener une campagne de datations le long de gradients d'intensité de la déformation se développant dans des protolithes granitiques raisonnablement homogènes, associée à une caractérisation petro-structurale fine et multi-échelle de la déformation, a permis d'affiner la compréhension du comportement du système K-Ar sur mica blanc et feldspath potassique dans les zones de grande déformation. Deux cas d'étude ont été explorés, associés respectivement à une différence d'âge entre la formation du protolithe et l'âge de des évènements tectonométamorphiques déformation élevée (>240 Ma ; massif du Tende) et faible (< 1 Ma massif d'Ikaria), ce qui a permis de mettre en lumière différents comportements du système K-Ar avec la déformation selon les zones étudiées.

Le premier cas d'étude (île d'Ikaria) a montré l'effet de la déformation sur les âges obtenus sur les clastes de muscovite magmatique anté-déformation, par un rajeunissement global de 1-2 Ma entre les clastes du protolithe (13-14 Ma) et les clastes des mylonites (11-12 Ma). Ce rajeunissement, mis en évidence par des datations en step-heating, n'est pas accentué par des intensités de déformation plus fortes. Ces observations sont, somme toute, interprétées comme montrant une diminution de la taille des domaines de diffusion dans les clastes des échantillons déformés, vers une taille comparable quel que soit l'intensité de la déformation. Cette interprétation devra être testée par des datations *in situ* sur monograins de clastes de muscovite magmatique. Les âges obtenus dans le protolithe (13-14 Ma) se recoupent selon les barres d'erreur avec l'âge de mise en place du granite, observation qui va dans la direction de nombreuses études qui indiquent que le mica blanc est dans certaines conditions plus rétentif vis-à-vis de l'Ar que ce qui est prévu par les calibrations empiriques et expérimentales existantes. Les mêmes conclusions sont tirées de l'étude sur le feldspath potassique anté-déformation dont les âges montrent 1) un contrôle de la déformation via la réduction de la taille du domaine de diffusion et 2) une rétentivité plus importante que ce qui est prévu par les études expérimentales dans certaines conditions, à la vue de la similarité des âges les plus vieux et de l'âge de mise en place du granite.

La corrélation des âges Ar/Ar avec les structures et les compositions chimiques, associée avec l'obtention de températures de fermeture relativement hautes par rapport à la température de déformation estimée pour les incréments de la déformation les plus tardifs, permet d'interpréter les

âges en âges de cristallisation assistée par la déformation, qui peut être compliquée par des effets de mélange d'âge dans les agrégats de phengite. L'interprétation des âges (refroidissement vs cristallisation) est plus ambiguë concernant les incréments plus précoces de la déformation. Les résultats préliminaires de cette étude indiquent une localisation de la déformation en moins de ~1-3 Ma sur la dizaine de mètres d'épaisseur qui séparent les deux échantillons datés par l'approche *in situ* au milieu du massif granitique, lorsqu'une localisation globale en ~7 Ma est enregistrée entre la mise en place du granite et la localisation finale de la déformation dans le détachement cassant supérieur dans la partie supérieure de la croûte.

L'application de l'approche utilisée dans cette étude sur le cas d'étude du massif du Tende a permis de mettre en lumière une circulation, au moins localement, de fluides porteurs de ^{40}Ar externe au système dans les structures se déformant activement ce qui aboutit parfois à petite échelle (~1 mm à 5 cm) à une anti-corrélation âges-texture. Cette évolution est retrouvée à plus grande échelle avec un vieillissement des âges totaux vers les structures les plus localisantes et les plus tardives vers le contact supérieur sur une des coupes échantillonnées. Un comportement inverse, plus classique et conforme aux travaux antérieurs sur le massif Tende, est retrouvé plus au nord (rajeunissement des âges vers les structures les plus localisantes vers le contact supérieur). Globalement, l'interprétation quantitative de ce comportement est compliquée car les âges peuvent être contrôlés par différents processus, du refroidissement, de la cristallisation, de l'excès de ^{40}Ar, des mélanges. Les résultats préliminaires indiquent que les âges les plus jeunes à 25-22 Ma sont proches du signal donné par la cristallisation des phengites dans les zones les plus déformées, qui s'alignent à ~1 Ma près avec les âges donnés par d'autres outils radiochronologiques, indiquant un âge d'inactivation de l'ETSZ. Cela implique une localisation de la déformation dans un intervalle de ~14-10 Ma pendant l'exhumation qui débute vers ~34 Ma selon les résultats de cette étude et d'autres.

En somme, cette approche apporte un potentiel fort pour tracer les circulations de fluides porteurs de ^{40}Ar externe dans les zones de cisaillement et pour résoudre dans le domaine des contraintes radiochronologiques, les problématiques portant sur la localisation de la déformation.

REFERENCES

Agard, P. & Vitale Brovarone, A. (2013). Thermal regime of continental subduction: The record from exhumed HP-LT terranes (New Caledonia, Oman, Corsica). *Tectonophysics* **601**, 206–215.

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G. A., Keller, J., Harre, W. & Höhndorf, A. (1982). A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece). *Geologisches Jahrbuch* **23**, 97–164.

Armstrong, R. L., Jäger, E. & Eberhardt, P. (1966). A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on alpine biotites. *Earth and Planetary Science Letters* **1**, 13–19.

Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C. & Booth-Rea, G. (2005). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ 40Ar/39Ar ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology* **23**, 357–381.

Avigad, D. & Garfunkel, Z. (1989). Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece. *Terra Nova* **1**, 182–187.

Avigad, D. & Garfunkel, Z. (1991). Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea). *Tectonophysics* **188**, 357–372.

Baumgartner, L. P. & Olsen, S. N. (1995). A least-squares approach to mass transport calculations using the isocon method. *Economic Geology* **90**, 1261–1270.

Behrmann, J. H. (1984). A study of white mica microstructure and microchemistry in a low grade mylonite. *Journal of structural geology* **6**, 283–292.

Behrmann, J. H. & Mainprice, D. (1987). Deformation mechanisms in a high-temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the lower continental crust. *Tectonophysics* **140**, 297–305.

Bell, I. A. & Wilson, C. J. L. (1981). Deformation of biotite and muscovite: TEM microstructure and deformation model. *Tectonophysics* **78**, 201–228.

Bellanger, M., Augier, R., Bellahsen, N., Jolivet, L., Monié, P., Baudin, T. & Beyssac, O. (2015). Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and 40Ar/39Ar in situ dating. *Journal of Geodynamics* **83**, 37–64.

Beltrando, M., Lister, G. S., Forster, M., Dunlap, W. J., Fraser, G. & Hermann, J. (2009). Dating microstructures by the 40Ar/39Ar step-heating technique: Deformation–pressure–temperature–time history of the Penninic Units of the Western Alps. *Lithos* **113**, 801–819.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 859–871.

Bézert, P. & Caby, R. (1988). Sur l'âge post-bartonien des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline (Nord de Corte). *Bulletin de la Societe Geologique de France* **4**, 965–971.

Bézert, P. & Caby, R. (1989). La déformation progressive de l'Eocène de la région de Corte: nouvelles données pétrostructurales et conséquences pour la tectogenése alpine en Corse. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris* **301**, 95–101.

Bialek, D. (1999). Chemical changes associated with deformation of granites under greenschist facies conditions: the example of the Zawidow Granodiorite (SE Lusatian Granodiorite Complex, Poland). *Tectonophysics* **303**, 251–261.

Bolhar, R., Ring, U. & Allen, C. M. (2010). An integrated zircon geochronological and geochemical investigation into the Miocene plutonic evolution of the Cyclades, Aegean Sea, Greece: Part 1: Geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160**, 719–742.

Bozkurt, E., Satir, M. & Bugdaycioglu, C. (2011). Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. *Journal of Geodynamics* **52**, 406–431.

Brichau, S., Ring, U., Carter, A., Bolhar, R., Monié, P., Stockli, D. & Brunel, M. (2008). Timing, slip rate, displacement and cooling history of the Mykonos detachment footwall, Cyclades, Greece, and implications for the opening of the Aegean Sea basin. *Journal of the Geological Society* **165**, 263–277.

Brudy, M., Zoback, M. D., Fuchs, K., Rummel, F. & Baumgärtner, J. (1997). Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implications for crustal strength. *Journal of Geophysical Research* **102**, 18453–18475.

Bruhn, D. F., Olgaard, D. L. & Dell'Angelo, L. N. (1999). Evidence for enhanced deformation in two-phase rocks: Experiments on the rheology of calcite-anhydrite aggregates. *Journal of Geophysical Research* **104**, 707–724.

Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L. & Cadet, J. P. (2000). Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from Ar-40/Ar-39 ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics* **321**, 127–155.

Bukovská, Z., Jeřábek, P. & Morales, L. F. G. (2016). Major softening at brittle-ductile transition due to interplay between chemical and deformation processes: An insight from evolution of shear bands in the South Armorican Shear Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121**, 1158–1182.

Burlini, L. & Bruhn, D. (2005). High-strain zones: laboratory perspectives on strain softenning during ductile deformation. In: Bruhn, D., Burlini, L. (Eds), High-Strain zones: Structure and Physical Properties. *Geological Society, London, Special Publications* **245**, 1–24.

Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure ans Applied Geophysics* **116**, 615–626.

Caron, J. M. (1994). Metamorphism and deformation in Alpine Corsica. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen* **74**, 105–114.

Cavazza, W., Zattin, M., Ventura, B. & Zuffa, G. G. (2001). Apatite fission-track analysis of Neogene exhumation in northern Corsica (France). *Terra Nova* **13**, 51–57.

Cherniak, D. J. & Watson, E. B. (2000). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* **172**, 5–24.

Cohen, C. R., Schweickert, R. A. & Odom, A. L. (1981). Age of emplacement of the schistes Lustrés nappe, Alpine Corsica. *Tectonophysics* **73**, 267–283.

Cosca, M., Stunitz, H., Bourgeix, A.-L. & Lee, J. P. (2011). 40Ar* loss in experimentally deformed muscovite and biotite with implications for 40Ar/39Ar geochronology of naturally deformed rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **75**, 7759–7778.

Daniel, J. M., Jolivet, L., Goffé, B. & Poinssot, C. (1996). Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. *Journal of Structural Geology* **18**, 41–59.

Danisik, M., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B. & Frisch, W. (2007). Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data. *Tectonics* **26**, TC1001.

de Jong, K., Wijbrans, J. R. & Féraud, G. (1992). Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, southeastern Spain) shown by40Ar/39Ar step heating and single grain laser probe dating. *Earth and Planetary Science Letters* **110**, 173–191.

de Ronde, A. A., Heilbronner, R., Stünitz, H. & Tullis, J. (2004). Spatial correlation of deformation and mineral reaction in experimentally deformed plagioclase–olivine aggregates. *Tectonophysics* **389**, 93–109.

Di Vincenzo, G., Carosi, R. & Palmeri, R. (2004a). The Relationship between Tectono-metamorphic Evolution and Argon Isotope Records in White Mica: Constraints from in situ 40Ar-39Ar Laser Analysis of the Variscan Basement of Sardinia. *Journal of Petrology* **45**, 1013–1043.

Di Vincenzo, G., Carosi, R., Palmeri, R. & Tiepolo, M. (2007). A comparative U-Th-Pb (zircon-monazite) and 40Ar-39Ar (muscovite-biotite) study of shear zones in northern Victoria Land (Antarctica): implications for geochronology and localized reworking of the Ross Orogen. *Journal of Metamorphic Geology* **25**, 605–630.

Di Vincenzo, G. D., Tonarini, S., Lombardo, B., Castelli, D. & Ottolini, L. (2006). Comparison of 40Ar–39Ar and Rb–Sr Data on Phengites from the UHP Brossasco–Isasca Unit (Dora Maira Massif, Italy): Implications for Dating White Mica. *Journal of Petrology* **47**, 1439–1465.

Di Vincenzo, G., Ghiribelli, B., Giorgetti, G. & Palmeri, R. (2001). Evidence of a close link between petrology and isotope records: constraints from SEM, EMP, TEM and in situ 40Ar-39Ar laser analyses on multiple generations of white micas (Lanterman Range, Antartica). *Earth and Planetary Science Letters* **192**, 389–405.

Di Vincenzo, G., Grande, A., Prosser, G., Cavazza, W. & DeCelles, P. G. (2016). 40Ar–39Ar laser dating of ductile shear zones from central Corsica (France): Evidence of Alpine (middle to late Eocene) syn-burial shearing in Variscan granitoids. *Lithos* **262**, 369–383.

Di Vincenzo, G., Rocchi, S., Rossetti, F. & Storti, F. (2004b). 40Ar-39Ar dating of pseudotachylytes: the effect of clast-hosted extraneous argon in Cenozoic fault-generated friction melts from the West Antarctic Rift System. *Earth and Planetary Science Letters* **223**, 349–364.

Dodson, M. H. (1973). Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **40**, 259–274.

Doglioni, C. (1991). A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. *Terra Nova* **3**, 423–434.

Dunlap, W. J. (1997). Neocrystallization or cooling? 40Ar/39Ar ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology* **143**, 181–203.

Dunlap, W. J. & Kronenberg, A. K. (2001). Argon loss during deformation of micas: constraints from laboratory deformation experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 174–185.

Dunlap, W. J., Teyssier, C., McDougall, I. & Baldwin, S. (1991). Ages of deformation from K/Ar and 40Ar/39Ar dating of white micas. *Geology* **19**, 1213–1216.

Durand, cyril, Oliot, E., Marquer, D. & Sizun, J. P. ((n.d.)). Chemical mass transfer in shear zones and metacarbonate xenoliths: a comparison of four mass balance approaches. *European Journal of Mineralogy*.

Egal, E. (1992). Structures and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica. *Journal of Structural Geology* **14**, 1215–1228.

Ehlers, T. A. *et al.* (2005). Computational Tools for Low-Temperature Thermochronometer Interpretation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **58**, 589–622.

Etheridge, M. A. & Hobbs, B. E. (1974). Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **43**, 111–124.

Etheridge, M. A., Paterson, M. S. & Hobbs, B. E. (1974). Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggragates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **44**, 275–294.

Fabbri, O., Lin, A. & Tokushige, H. (2000). Coeval formation of cataclasite and pseudotachylyte in a Miocene forearc granodiorite, southern Kyushu, Japan. *Journal of Structural Geology* **22**, 1015–1025.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* **23**, TC1012.

Fellin, M. G., Vance, J. A., Garver, J. I. & Zattin, M. (2006). The thermal evolution of Corsica as recorded by zircon fission-tracks. *Tectonophysics* **421**, 299–317.

Ferrandini, J., Ferrandini, M., Rossi, P. & Savary-Sismondini, B. (2010). Définition et datation de la Formation de Venaco (Corse) : dépôt d'origine gravitaire d'âge Priabonien. *Comptes Rendus Geoscience* **342**, 921–929.

Fliervoet, T. F., White, S. H. & Drury, M. R. (1997). Evidence for dominant grain-boundary sliding deformation in greenschist- and amphibolite-grade polymineralic ultramylonites from the Redbank Deformed Zone, Central Australia. *Journal of Structural Geology* **19**, 1495–1520.

Foland, K. A. (1994). Argon diffusion in feldspars. In: Parsons, I. (Ed.), Feldspar and their reactions. *Kluwer, Dordrecht* 415–447.

Fournier, M., Jolivet, L., Goffé, B. & Dubois, R. (1991). Alpine Corsica Metamorphic Core Complex. *Tectonics* **10**, 1173–1186.

Freeman, S. R., Butler, R. W. H., Cliff, R. A. & Rex, D. C. (1998). Direct dating of mylonite evolution: a multi-disciplinary geochronological study from the Moine Thrust Zone, NW Scotland. *Journal of the Geological Society, London* **155**, 745–758.

Fusseis, F. & Handy, M. R. (2008). Micromechanisms of shear zone propagation at the brittle–viscous transition. *Journal of Structural Geology* **30**, 1242–1253.

Fusseis, F., Handy, M. R. & Schrank, C. (2006). Networking of shear zones at the brittle-to-viscous transition (Cap de Creus, NE Spain). *Journal of Structural Geology* **28**, 1228–1243.

Gautier, P. & Brun, J.-P. (1994). Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Geodinamica Acta* **7**, 57–85.

Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C. W. & Güngör, T. (2001). An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology* **29**, 611–614.

Goncalves, P., Oliot, E., Marquer, D. & Connolly, J. A. D. (2012). Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps). *Journal of Metamorphic Geology* **30**.

Goncalves, P., Poilvet, J.-C., Oliot, E., Trap, P. & Marquer, D. (2016). How does shear zone nucleate? An example from the Suretta nappe (Swiss Eastern Alps). *Journal of Structural Geology* **86**, 166–180.

Grant, J. A. (1986). The isocon diagram - A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* **81**, 1976–1982.

Grasemann, B., Schneider, D. A., Stöckli, D. F. & Iglseder, C. (2012). Miocene bivergent crustal extension in the Aegean: Evidence from the western Cyclades (Greece). *Lithosphere* **4**, 23–39.

Gresens, R. L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* **2**, 47–65.

Gueguen, E., Doglioni, C. & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* **298**, 259–269.

Gueydan, F., Leroy, Y. M., Jolivet, L. & Agard, P. (2003). Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening. *Journal of Geophysical Research* **108**, 2064.

Gueydan, F., Précigout, J. & Montési, L. G. J. (2014). Strain weakening enables continental plate tectonics. *Tectonophysics* **631**, 189–196.

Hames, W. E. & Bowring, S. A. (1994). An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters* **124**, 161–169.

Hames, W. E., Cheney, J. T. & Tracy, R. J. (2008). Single-crystal 40Ar/39Ar age variation in muscovite of the Gassetts Schist and associated gneiss, Vermont Appalachians. *American Mineralogist* **93**, 384–395.

Handy, M. R. (1989). Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grainsize and time. *Tectonophysics* **163**, 119–152.

Harper, C. T. (1967). The geological interpretation of potassium-argon ages of metamorphic rocks from the Scottish Caledonides. *Scottish Journal of Geology* **3**, 46–66.

Harrison, T. M., Célérier, J., Aikman, A. B., Hermann, J. & Heizler, M. T. (2009). Diffusion of 40Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**, 1039–1051.

Harrison, T. M., Duncan, I. & McDougall, I. (1985). Diffusion of 40Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 2461–2468.

Hetzel, R., Passchier, C. W., Ring, U. & Dora, Ö. O. (1995). Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology* **23**, 455–458.

Hezel, D. C., Kalt, A., Marschall, H. R., Ludwig, T. & Meyer, H.-P. (2011). Major-element and Li, Be compositional evolution of tourmaline in an S-type granite-pegmatite system and its country rocks: an example from Ikaria, Aegean Sea, Greece. *The Canadian Mineralogist* **49**, 321–340.

Hippertt, J. F. (1998). Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Journal of Structural Geology* **20**, 175–193.

Hirth, G. & Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggragates. *Journal of Structural Geology* **14**, 145–159.

Hodges, K. V., Harries, W. E. & Bowring, S. A. (1994). 40Ar/39Ar age gradients in micas from a high-temperature-low-pressure metamorphic terrain: Evidence for very slow cooling and implications for the interpretation of age spectra. *Geology* **22**, 55–58.

Holyoke, C. W. & Tullis, J. (2006). Formation and maintenance of shear zones. *Geology* **34**, 105–108.

Imber, J., Holdsworth, R. E., Butler, C. A. & Strachan, R. A. (2001). A reappraisal of the Sibson-Scholz fault zone model: The nature of the frictional to viscous ("brittle-ductile") transition along a long-lived, crustal-scale fault, Outer Hebrides, Scotland. *Tectonics* **20**, 601–624.

Ingles, J., Lamouroux, C., Soula, J.-C., Guerrero, N. & Debat, P. (1999). Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Néouvielle massif, Pyrenees, France. *Journal of Structural Geology* **21**, 555–576.

Jäger, E. (1967). Die Bedeutung der Biotit-Alterswerte. in: Jäger, E. Niggli, E., Wenk, E. (Eds.), Rb-Sr altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 28–31.

Jolivet, L. *et al.* (1998). Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research* **103**, 12123–12160.

Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F. & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Societe Geologique de France* **179**, 525–550.

Jolivet, L. & Brun, J.-P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences* **99**, 109–138.

Jolivet, L., Daniel, J. M. & Fournier, M. (1991). Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 278–291.

Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffé, B., Michard, A. & Jourdan, C. (1990). Ductile extension in alpine Corsica. *Geology* **18**, 1007–1010.

Jolivet, L. & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* **19**, 1095–1106.

Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., Hébert, R. & Philippot, P. (2004). Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea case. In: Whitney, D. L., Teyssier, C., Siddoway, C. S. (Eds.), Gneiss Domes in Orogeny. *Geological Society of America Special Papers* **380**, 185–210.

Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J. & Leroy, S. (2015). Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. *Tectonics* **34**, 662–679.

Jolivet, L., Lecomte, E., Huet, B., Denèle, Y., Lacombe, O., Labrousse, L., Le Pourhiet, L. & Mehl, C. (2010). The North Cycladic Detachment System. *Earth and Planetary Science Letters* **289**, 87–104.

Jourdan, C. (1988). Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale): étude structurale, interprétation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques. Thèse de Doctorat, Orsay, Université de Paris-Sud.

Kenkmann, T. & Dresen, G. (2001). Dislocation microstructure and phase distribution in a lower crustal shear zone – an example from the Ivrea-Zone, Italy. *International Journal of Earth Sciences* **91**, 445–458.

Kilian, R., Heilbronner, R. & Stünitz, H. (2011). Quartz grain size reduction in a granitoid rock and the transition from dislocation to diffusion creep. *Journal of Structural Geology* **33**, 1265–1284.

Kirschner, D. L., Cosca, M. A., Masson, H. & Hunziker, J. C. (1996). Staircase 40Ar/39Ar spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology* **24**, 747–750.

Kokkalas, S. & Aydin, A. (2013). Is there a link between faulting and magmatism in the south-central Aegean Sea? *Geological Magazine* **150**, 193–224.

Kramar, N., Cosca, M. A., Buffat, P.-A. & Baumgartner, L. P. (2003). Stacking fault-enhanced argon diffusion in naturally deformed muscovite. *Geological Society, London, Special Publications* **220**, 249–260.

Kramar, N., Cosca, M. A. & Hunziker, J. C. (2001). Heterogeneous 40Ar* distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion. *Earth and Planetary Science Letters* **192**, 377–388.

Kreemer, C., Holt, W. E. & Haines, A. J. (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International* **154**, 8–34.

Kruse, R. & Stünitz, H. (1999). Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics* **303**, 223–249.

Kumerics, C., Ring, U., Brichau, S., Glodny, J. & Monié, P. (2005). The extensional Messaria shear zone and associated brittle detachment faults, Aegean Sea, Greece. *Journal of the Geological Society* **162**, 701–721.

Lahondère, D. (1988). Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les métabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). *Bulletin de la Societe Geologique de France* **4**, 579–585.

Lahondère, D. & Guerrot, C. (1997). Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence au Crétacé supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde. *Géologie de la France* **3**, 3–11.

Lee, J. K. W. (1995). Multipath diffusion in geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **120**, 60–82.

Lister, G. S. & Baldwin, S. L. (1996). Modelling the effect of arbitrary P-T-t histories on argon diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh. *Tectonophysics* **253**, 83–109.

Lister, G. S., Banga, G. & Feenstra, A. (1984). Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology* **12**, 221–225.

Lister, G. S. & Snoke, A. W. (1984). SC mylonites. *Journal of Structural Geology* **6**, 617–638.

Lovera, O. M., Richter, F. M. & Harrison, T. M. (1989). 40Ar/39Ar thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. *Journal of Geophysical Research* **94**, 17917–17935.

Maddock, R. H. (1992). Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylytes in Lewisian gneiss, Scotland. *Tectonophysics* **204**, 261–278.

Maggi, M., Rossetti, F., Corfu, F., Theye, T., Andersen, T. B. & Faccenna, C. (2012). Clinopyroxene-rutile phyllonites from the East Tenda Shear Zone (Alpine Corsica, France): pressure-temperature-time

constraints to the Alpine reworking of Variscan Corsica. *Journal of the Geological Society* **169**, 723–732.

Maggi, M., Rossetti, F., Ranalli, G. & Theye, T. (2014). Feedback between fluid infiltration and rheology along a regional ductile-to-brittle shear zone: The East Tenda Shear Zone (Alpine Corsica). *Tectonics* **33**, 253–280.

Magloughlin, J. F. (1992). Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasite-pseudotachylyte connection. *Tectonophysics* **204**, 243–260.

Mailhé, D. (1982). Application des méthodes de datation 40Ar/39Ar et traces de fission à l'étude du déroulement de l'orogenèse alpine en Corse. Thèse de Doctorat, Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

Malinverno, A. & Ryan, W. B. F. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* **5**, 227–245.

Maluski, H. (1977). Application de la méthode 40Ar/39Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par les événements thermiques et tectoniques en Corse. *Bulletin de la Societe Geologique de France* **19**, 849–855.

Mancktelow, N. S. & Pennacchioni, G. (2005). The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* **27**, 645–661.

Mares, V. M. & Kronenberg, A. K. (1993). Experimental deformation of muscovite. *Journal of Structural Geology* **15**, 1061–1075.

Markley, M. J., Teyssier, C. & Cosca, M. (2002). The relation between grain size and 40Ar/39 Ar date for Alpine white mica from the Siviez-Mischabel Nappe, Switzerland. *Journal of Structural Geology* **24**, 1937–1955.

Martin, L. A. J., Rubatto, D., Brovarone, A. V. & Hermann, J. (2011). Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos* **125**, 620–640.

Mattauer, M., Faure, M. & Malavieille, J. (1981). Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Journal of Structural Geology* **3**, 401–409.

Means, W. D. (1995). Shear zones and rock history. *Tectonophysics* **247**, 157–160.

Misra, S. & Burg, J.-P. (2012). Mechanics of kink-bands during torsion deformation of muscovite aggregate. *Tectonophysics* **548–549**, 22–33.

Molli, G. & Malavieille, J. (2011). Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *International Journal of Earth Sciences* **100**, 1207–1224.

Molli, G. & Tribuzio, R. (2004). Shear zones and metamorphic signature of subducted continental crust as tracers of the evolution of the Corsica/Northern Apennine orogenic system. *Geological Society, London, Special Publications* **224**, 321–335.

Molli, G., Tribuzio, R. & Marquer, D. (2006). Deformation and metamorphism at the eastern border of the Tenda Massif (NE Corsica): a record of subduction and exhumation of continental crust. *Journal of Structural Geology* **28**, 1748–1766.

Montigny, R., Le Mer, O., Thuizat, R. & Whitechurch, H. (1988). K-Ar and 40Ar/39Ar study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite: Tectonic implications. *Tectonophysics* **151**, 345–362.

Mottram, C. M., Warren, C. J., Halton, A. M., Kelley, S. P. & Harris, N. B. W. (2015). Argon behaviour in an inverted Barrovian sequence, Sikkim Himalaya: The consequences of temperature and timescale on 40Ar/39Ar mica geochronology. *Lithos* **238**, 37–51.

Mulch, A., Cosca, M. A. & Handy, M. R. (2002). In-situ UV-laser 40Ar/39Ar geochronology of a micaceous mylonite : an example of defect-enhanced argon loss. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 738–752.

Mulch, A., Cosca, M., Andresen, A. & Fiebig, J. (2005). Time scales of deformation and exhumation in extensional detachment systems determined by high-spatial resolution in situ UV-laser 40Ar/39Ar dating. *Earth and Planetary Science Letters* **233**, 375–390.

Nardi, R., Puccinelli, A. & Verani, M. (1978). Carta geologica della Balagne «sedimentaria» (Corsica) alla scala 1:25 000 e note illustrative. *Bollettino Della Societa Geologica Italiana* **97**, 3–22.

Newman, J. & Mitra, G. (1993). Lateral variations in mylonite zone thickness as influenced by fluid-rock interactions, Linville Falls fault, North Carolina. *Journal of Structural Geology* **15**, 849–863.

Oliot, E., Goncalves, P. & Marquer, D. (2010). Role of plagioclase and reaction softening in a metagranite shear zone at mid-crustal conditions (Gotthard Massif, Swiss Central Alps). *Journal of Metamorphic Geology* **28**, 849–871.

Oliot, E., Goncalves, P., Schulmann, K., Marquer, D. & Lexa, O. (2014). Mid-crustal shear zone formation in granitic rocks: Constraints from quantitative textural and crystallographic preferred orientations analyses. *Tectonophysics* **612–613**, 63–80.

Papanikolaou, D. (1978). Contribution to the geology of Ikaria island, Aegean sea. *Annales Géologiques des Pays Helléniques* **29**, 1–28.

Passchier, C. W. (1982). Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees. *Journal of Structural Geology* **4**, 69–79.

Passchier, C. W. & Trouw, A. J. (2005). *Micro-tectonics*. Berlin: Springer-Verlag, 366 p.

Paterson, M. S. (2001). Relating experimental and geological rheology. *International Journal of Earth Sciences* **90**, 157–167.

Pennacchioni, G. & Mancktelow, N. S. (2007). Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology* **29**, 1757–1780.

Photiades, A. D. (2002a). Geological Map of Greece Scale, 1:50000: Island of Ikaria. Institute of Geology and Mineral Exploration.

Photiades, A. D. (2002b). The ophiolitic molasse unit of Ikaria Island (Greece). *Turkish Journal of Earth Sciences* **11**, 27–38.

Platt, J. P., Behr, W. M. & Cooper, F. J. (2014). Metamorphic core complexes: windows into the mechanics and rheology of the crust. *Journal of the Geological Society*.

Purdy, J. W. & Jäger, E. (1976). K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova* **30**, 31pp.

Purdy, J. W. & Jäger, E. ((n.d.)). K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. .

Putlitz, B., Cosca, M. A. & Schumacher, J. C. (2005). Prograde mica 40Ar/39Ar growth ages recorded in high pressure rocks (Syros, Cyclades, Greece). *Chemical Geology* **214**, 79–98.

Ring, U. (2007). The Geology of Ikaria Island: The Messaria extensional shear zone, granites and the exotic Ikaria nappe. In: Lister, G., Foster, M., Ring, U. (Eds.), Inside the Aegean Core Complexes. *Journal of the Virtual Explorer* **27**.

Ring, U., Gessner, K., Güngör, T. & Passchier, C. W. (1999). The Menderes Massif of western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean - do they really correlate? *Journal of the Geological Society, London* **156**, 3–6.

Ring, U., Glodny, J., Will, T. & Thomson, S. (2010). The Hellenic Subduction System: High-Pressure Metamorphism, Exhumation, Normal Faulting, and Large-Scale Extension. In: Jeanloz, R. & Freeman, K. H. (eds) *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Palo Alto: Annual Reviews, 45–76.

Robbins, G. A. (1972). Radiogenic Ar diffusion in muscovite under hydrothermal conditions. M.S. Thesis, Providence, R.I., Brown University.

Rolland, Y., Alexeiev, D. V., Kröner, A., Corsini, M., Loury, C. & Monié, P. (2013). Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of the Talas–Ferghana strike-slip fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by 40Ar/39Ar dating of syn-kinematic white mica. *Journal of Asian Earth Sciences* **67–68**, 76–92.

Rossetti, F., Faccenna, C., Goffé, B., Monié, P., Argentieri, A., Funiciello, R. & Mattei, M. (2001). Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics* **20**, 112–133.

Rossetti, F., Glodny, J., Theye, T. & Maggi, M. (2015). Pressure-temperature-deformation-time of the ductile Alpine shearing in Corsica: From orogenic construction to collapse. *Lithos* **218–219**, 99–116.

Rossi, P. *et al.* (2001). Carte Géologique de France (1/50 000), feuille de Santo-Pietro-Di-Tenda (1106). Bureau des Recherches Géologiques et Minières.

Rossi, P., Durand-Delga, M., Caron, J. M., Guieu, G., Conchon, O., Libourel, G. & Loÿe-Pilot, M.-D. (1994). Carte Géologique de France (1/50000), feuille de Corte (1110). Bureau des Recherches Géologiques et Minières.

Rossi, P., Durand-Delga, M. & Cocherie, A. (1993). Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en Corse. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris* **316**, 1779–1788.

Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M. & Kiénast, J.-B. (1995). Plateau ages and excess argon in phengites: an 40Ar-39Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy. *Chemical Geology* **121**, 327–343.

Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux, J.-M. & Marquer, D. (2011). Dating low-temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos* **125**, 521–536.

Scaillet, S. (1996). Excess 40Ar transport scale and mechanism in high-pressure phengites: A case study from an eclogitized metabasite of the Dora-Maira nappe, western Alps. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 1075–1090.

Scaillet, S., Feraud, G., Ballevre, M. & Amouric, M. (1992). Mg/Fe and [(Mg,Fe)Si-Al2] compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: A 40Ar39Ar continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2851–2872.

Scaillet, S., Féraud, G., Lagabrielle, Y., Ballèvre, M. & Ruffet, G. (1990). 40Ar/39Ar laser-probe dating by step heating and spot fusion of phengites from the Dora Maira nappe of the western Alps, Italy. *Geology* **18**, 741–744.

Scaillet, S. & Guillou, H. (2004). A critical evaluation of young (near-zero) K–Ar ages. *Earth and Planetary Science Letters* **220**, 265–275.

Scharf, A., Handy, M. R., Schmid, S. M., Favaro, S., Sudo, M., Schuster, R. & Hammerschmidt, K. (2016). Grain-size effects on the closure temperature of white mica in a crustal-scale extensional shear zone - Implications of in-situ 40Ar/39Ar laser-ablation of white mica for dating shearing and cooling (Tauern Window, Eastern Alps). *Tectonophysics* **674**, 210–226.

Schneider, S., Hammerschmidt, K. & Rosenberg, C. L. (2013). Dating the longevity of ductile shear zones: Insight from 40Ar/39Ar in situ analyses. *Earth and Planetary Science Letters* **369–370**, 43–58.

Scholz, C. H. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau* **70**, 319–328.

Selverstone, J., Morteani, G. & Staude, J.-M. (1991). Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 419–431.

Séranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Séranne, M. (Eds.), Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 15–36.

Shea, W. T. & Kronenberg, A. K. (1993). Strenght and anisotropy of foliated rocks with varied mica contents. *Journal of Structural Geology* **15**, 1097–1121.

Sherlock, S. C. & Arnaud, N. O. (1999). Flat plateau and impossible isochrons: Apparent 40Ar-39Ar geochronology in a high-pressure terrain. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 2835–2838.

Sherlock, S. & Kelley, S. (2002). Excess argon evolution in HP–LT rocks: a UVLAMP study of phengite and K-free minerals, NW Turkey. *Chemical Geology* **182**, 619–636.

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M. & Fornari, M. (2009). 40Ar/39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova* **21**, 127–136.

Smye, A. J., Warren, C. J. & Bickle, M. J. (2013). The signature of devolatisation: Extraneous 40Ar systematics in high-pressure metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **113**, 94–112.

Song, W. J. & Ree, J.-H. (2007). Effect of mica on the grain size of dynamically recrystallized quartz in a quartz–muscovite mylonite. *Journal of Structural Geology* **29**, 1872–1881.

Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics* **347**, 231–251.

Steyrer, H. P. & Sturm, R. (2002). Stability of zircon in a low-grade ultramylonite and its utility for chemical mass balancing: the shear zone at Miéville, Switzerland. *Chemical Geology* **187**, 1–19.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* **24**, 1861–1884.

Stockli, D. F. (2005). Application of Low-Temperature Thermochronometry to Extensional Tectonic Settings. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **58**, 411–448.

Stünitz, H. & Fitz Gerald, J. D. (1993). Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics* **221**, 299–324.

Stünitz, H. & Tullis, J. (2001). Weakening and strain localization produced by syn-deformational reaction of plagioclase. *International Journal of Earth Sciences* **90**, 136–148.

Takagi, H., Goto, K. & Shigematsu, N. (2000). Ultramylonite bands derived from cataclasite and pseudotachylyte in granites, northeast Japan. *Journal of Structural Geology* **22**, 1325–1339.

Tobisch, O. T., Barton, M. D., Vernon, R. H. & Paterson, S. R. (1991). Fluid-enhanced deformation: transformation of granitoids to banded mylonites, western Sierra Nevada, California, and southeastern Australia. *Journal of Structural Geology* **13**, 1137–1156.

Tribuzio, R. & Giacomini, F. (2002). Blueschist facies metamorphism of peralkaline rhyolites from the Tenda crystalline massif (northern Corsica): evidence for involvement in the Alpine subduction event? *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 513–526.

Villa, I. M. (1998). Isotopic closure. *Terra Nova* **10**, 42–47.

Vitale Brovarone, A., Beyssac, O., Malavieille, J., Molli, G., Beltrando, M. & Compagnoni, R. (2013). Stacking and metamorphism of continuous segments of subducted lithosphere in a high-pressure wedge: The example of Alpine Corsica (France). *Earth-Science Reviews* **116**, 35–56.

Vitale Brovarone, A. V. & Herwartz, D. (2013). Timing of HP metamorphism in the Schistes Lustres of Alpine Corsica: New Lu-Hf garnet and lawsonite ages. *Lithos* **172**, 175–191.

Vocke, R. D., Hanson, G. N. & Grünenfelder, M. (1987). Rare earth element mobility in the Roffna Gneiss, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 145–154.

Warren, C. J., Hanke, F. & Kelley, S. P. (2012). When can muscovite 40Ar/39Ar dating constrain the timing of metamorphic exhumation? *Chemical Geology* **291**, 79–86.

West, D. P. & Lux, D. R. (1993). Dating mylonitic deformation by the 40Ar-39Ar method: An example from the Norumbega Fault Zone, Maine. *Earth and Planetary Science Letters* **120**, 221–237.

Wibberley, C. (1999). Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones? *Journal of Structural Geology* **21**, 1219–1227.

Wijbrans, J. R. & McDougall, I. (1986). 40Ar/39Ar dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **93**, 187–194.

Wintsch, R. P., Christoffersen, R. & Kronenberg, A. K. (1995). Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research* **100**, 13,021-13,032.

Zarki-Jakni, B., van der Beek, P., Poupeau, G., Sosson, M., Labrin, E., Rossi, P. & Ferrandini, J. (2004). Cenozoic denudation of Corsica in response to Ligurian and Tyrrhenian extension: Results from apatite fission track thermochronology. *Tectonics* **23**, TC1003.

ANNEXES

Annexe 1 : La datation absolue par le système K-Ar

1.1 Théorie, principes et développement algébrique

1.1.1 L'équation fondamentale de radiochronologie

Le principe de la datation radiochronologique se base sur cette idée : si dans un système un élément chimique père (P) se désintègre par radioactivité en un élément fils (F), il est possible de déterminer de manière absolue l'âge du début de cette désintégration en mesurant les proportions actuelles d'éléments père et fils dans le système qui dépendent de la loi de décroissance radioactive:

$$(1)\ \frac{dP(t)}{P(t)} = -\lambda dt$$

Ou λ est la constante de désintégration d'un couple père-fils exprimée en s^{-1}. En intégrant l'équation (1), on obtient la fonction qui lie le nombre d'éléments père au temps :

$$(2)\ P(t) = Ke^{-\lambda t}$$

La constante K est trouvée à la condition t = 0, alors P_0 = K, d'où :

$$(3)\ P_0 = P(t)e^{\lambda t}$$

Si on fixe t, on peut écrire que le nombre d'élément père à l'instant t est égal au nombre d'élément père à l'instant t_0 moins le nombre d'élément fils à t, ce qui revient à écrire :

$$(4)\ P_0 = P_t + F_t$$

En injectant l'équation (4) dans l'équation (3) et en recombinant les termes, on obtient :

$$(5)\ F_t = P_t e^{\lambda t} - P_t$$

L'équation fondamentale de radiochronologie est obtenue en factorisant l'équation (5) et en ajoutant un terme F_0 au membre de droite pour tenir compte d'une éventuelle présence initiale d'éléments fils dans le système à t_0 :

$$(6)\ F_t = P_t\left(e^{\lambda t} - 1\right) + F_0$$

1.1.2 La méthode $^{40}Ar/^{40}K$

En 1948, Aldrich et Nier confirme la découverte de la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et ^{40}Ca, en notant que les minéraux potassiques sont particulièrement riches en ^{40}Ar. Ils émettent alors la possibilité de datations absolues en utilisant ce système. Les premiers âges obtenus par la méthode $^{40}K/^{40}Ar$ ont été publiés quelques années après, premièrement sur sylvite (Smits et Gentner, 1950). Voici comment peut être obtenu l'âge d'un système (un cristal par exemple) en adaptant l'équation fondamentale de radiochronologie au système K-Ar. Le ^{40}K se désintégrant en deux éléments fils, le $^{40}Ar^*$ et le $^{40}Ca^*$ (les isotopes radiogéniques sont traditionnellement notés $^{40}Ar^*$ et $^{40}Ca^*$ pour les distinguer de ceux initialement présents dans le système). Le terme F dans l'équation (6) correspond à la somme des éléments fils, que l'on notera $\sum Fs$. La première étape consiste à enlever le terme $^{40}Ca^*$ des équations. Pour cela, on définit une constante R qui est le rapport du $^{40}Ar^*$ sur le $^{40}Ca^*$:

$$(7)\ \boldsymbol{\sum Fs} = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ca^* = {}^{40}Ar^*\left(\frac{{}^{40}Ar^* + {}^{40}Ca^*}{{}^{40}Ar^*}\right) = \ \boldsymbol{{}^{40}Ar^*\left(1 + \frac{1}{R}\right)}$$

Si l'on considère qu'il n'existe pas d'éléments fils à t_0, l'équation fondamentale de radiochronologie (6) adaptée au système K-Ar se note :

$$(8)\ \sum Fs = {}^{40}K(e^{\lambda t} - 1)$$

En combinant les équations (7) et (8), on isole t de sorte que :

$$(9)\ t = \frac{1}{\lambda} ln \left[1 + \frac{{}^{40}Ar^{*}(1 + \frac{1}{R})}{{}^{40}K} \right]$$

avec $\lambda = \lambda_{Ar} + \lambda_{Ca}$. Ces deux constantes de désintégrations étant connues (Steiger and Jäger, 1977), t peut être calculé en mesurant la quantité de ^{40}K et la quantité de ^{40}Ar*.

1.1.3 La méthode ^{40}Ar*/^{39}Ar

La méthode ^{40}Ar*/^{40}K présente un inconvénient majeur : il faut estimer les proportions de potassium et d'argon par deux méthodes différentes ce qui 1) est lourd techniquement ; 2) est une source d'erreur ; 3) nécessite une quantité importante de matière. La méthode ^{40}Ar*/^{39}Ar (Merrihue et Turner 1966; Mitchell, 1968) contourne cette limitation via l'activation neutronique (par irradiation dans un réacteur nucléaire) transformant le ^{39}K naturellement présent dans l'échantillon, en ^{39}Ar. L'équation associée est (Mitchell, 1968) :

$$(10)\ {}^{39}Ar = {}^{39}K\Delta T \int \phi(\varepsilon)\sigma(\varepsilon)d\varepsilon$$

où ΔT est le temps d'irradiation, ϕ(ε) la densité de flux et σ(ε) la section efficace (ou probabilité) de capture neutronique. L'équation (10) représente le dénominateur du rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar. L'expression du numérateur est obtenue grâce à l'équation (7) :

$$(7bis)\ \sum \boldsymbol{Fs} = {}^{40}Ar^{*}(1 + \frac{1}{R}) = {}^{40}Ar^{*}(1 + \frac{\lambda_{Ca}}{\lambda_{Ar}}) = {}^{\boldsymbol{40}}\boldsymbol{Ar}^{*}(\frac{\boldsymbol{\lambda}}{\boldsymbol{\lambda_{Ar}}})$$

En combinant les équations (7bis) et (8), on obtient :

$$(11)\ {}^{40}Ar^{*} = \frac{\lambda_{Ar}}{\lambda}\,{}^{40}K(e^{\lambda t} - 1)$$

Enfin, on définit le rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar en divisant l'équation (11) par l'équation (10) :

$$(12)\ \frac{{}^{40}Ar^{*}}{{}^{39}Ar} = \frac{{}^{40}K}{{}^{39}K}\frac{\lambda_{Ar}}{\lambda}\frac{1}{\Delta T \int \phi(\varepsilon)\sigma(\varepsilon)d\varepsilon}(e^{\lambda t} - 1)$$

On simplifie la notation de l'équation en définissant le paramètre d'irradiation *J*:

$$(13)\ \frac{{}^{40}Ar^{*}}{{}^{39}Ar} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J}$$

L'âge est obtenu en isolant t :

$$(14)\ t = \frac{1}{\lambda} ln\left[1 + J\frac{{}^{40}Ar^{*}}{{}^{39}Ar}\right]$$

La proportion de ^{39}K par rapport au ^{40}K étant constante (Steiger and Jäger, 1977), le rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar utilisé ici est proportionnel au rapport ^{40}Ar*/^{40}K utilisé dans la précédente méthode. Au final, l'âge t peut être obtenu en mesurant directement le rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar à l'aide d'un spectromètre de masse, si J peut être connu (voir section suivante).

1.2 La méthode ^{40}Ar/^{39}Ar en pratique

1.2.1 Terminologie

On applique une terminologie spécifique pour distinguer l'origine des différents isotopes de l'argon. Cette distinction est nécessaire pour l'interprétation des âges et pour les corrections (voir sections suivantes). L'^{40}Ar radiogénique (noté ^{40}Ar* précédemment) est produit par désintégration

in situ du ^{40}K. L'argon hérité est l'argon qui n'est pas libéré lors d'une ouverture partielle du système. En réalité, il peut y avoir dans le système de l'argon externe, appelé argon piégé. Il peut s'agir d'argon atmosphérique ou d'argon libre (associé à une phase fluide) avec un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ plus élevé que celui de l'air (~ 295), donnant lieu à une contamination dite d'^{40}Ar en excès.

1.2.2 Corrections des réactions d'interférence

La méthode $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ suppose que l' ^{40}Ar mesuré provient de la désintégration *in situ* du ^{40}K et de son accumulation en système clos ainsi que de l'éventuel piégeage d'argon d'origine atmosphérique. L'effet de l'argon atmosphérique est alors corrigé moyennant la mesure du ^{36}Ar sachant que le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique est constant (295,5; Steiger and Jäger, 1977).

Dans la pratique, il faut en outre tenir compte des réactions neutroniques dites "d'interférence" qui produisent des isotopes artificiels sur toutes les masses mesurées (i.e.^{40}Ar, ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar et ^{36}Ar). Ces isotopes parasites proviennent de l'irradiation neutronique des isotopes de potassium et de calcium naturellement présents dans l'échantillon. Brereton (1970) a dressé l'inventaire des réactions principales (Table 5) afin d'en corriger l'effet sur l'âge final moyennant les rapports de correction d'interférences mesurés sur des sels purs de potassium et de calcium irradiés dans les mêmes conditions que l'échantillon.

Argon isotope produced	Calcium reaction	Potassium reaction	Argon reaction	Chloride reaction
36	$^{40}Ca(n, n\alpha)$			
37	$^{40}Ca(n, \alpha)$	$^{39}K(n, nd)$	$^{36}Ar(n, \gamma)$	
38	$^{42}Ca(n, n\alpha)$	$^{39}K(n, d)$ $^{41}K(n, \alpha, decay)$	$^{40}Ar(n, nd, decay)$	$^{37}C(n, \gamma, decay)$
39	$^{42}Ca(n, \alpha)$ $^{43}Ca(n, n\alpha)$	$^{39}K(n, p)$ $^{40}K(n, d)$	$^{38}Ar(n, \gamma)$ $^{40}Ar(n, d, decay)$	
40	$^{43}Ca(n, \alpha)$ $^{44}Ca(n, n\alpha)$	$^{40}K(n, p)$ $^{41}K(n, d)$		

Table 5 : Réactions d'interférences possibles lors de l'irradiation neutronique (Brereton, 1970)

1.2.3 Estimation du paramètre d'irradiation *J*

Le paramètre d'irradiation J permet de quantifier le rendement de la réaction de transformation du ^{39}K en ^{39}Ar. En recombinant l'équation de base de l'âge ^{40}Ar/^{39}Ar (13) :

$$J = \frac{e^{\lambda(t)Standard} - 1}{\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar}\right)Standard}$$

Ce paramètre est directement déterminé par la mesure du rapport ^{40}Ar/*^{39}Ar de standards d'âge ^{40}K-^{40}Ar précisément connu, irradiés conjointement avec l'échantillon.

1.2.4 Optimisation des paramètres d'irradiation.

Pour permettre une bonne précision sur l'âge calculé, il faut que la transformation ^{39}K → ^{39}Ar soit associée à un rendement optimal minimisant les réactions d'interférences. Il existe un domaine de valeurs de flux dans lequel les paramètres d'irradiation sont optimisés pour tenir compte de ces deux contraintes. Ce domaine dépend de l'âge de l'échantillon et de son rapport K/Ca. Une solution graphique du choix des paramètres a été proposée par Turner (1971) (Fig. 97).

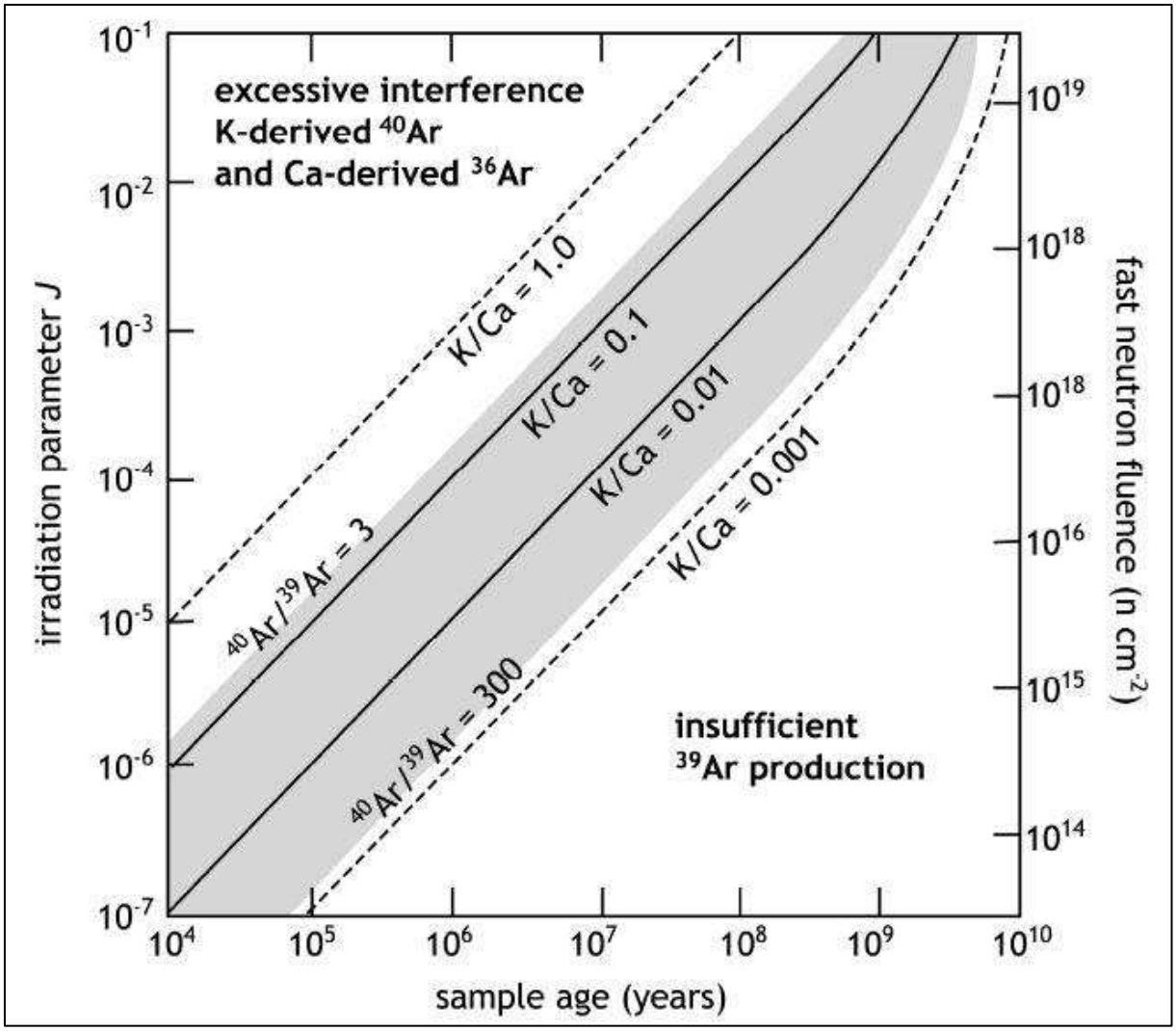


Figure 97 : Solution graphique du choix optimal du paramètre d'irradiation en fonction de l'âge de l'échantillon et de son rapport K/Ca (Kelley et al., 2002 ; d'après Turner, 1971).

1.2.4 Propagations des erreurs sur le calcul de l'âge

L'erreur sur l'âge final comprend l'erreur sur les rapports isotopiques bruts, sur le paramètre J, sur le temps mort et la discrimination de masse du spectromètre de masse.

1.2.5 Présentation des résultats

La méthode $^{40}Ar^*/^{39}Ar$ permet de déterminer un âge apparent sur une fraction de gaz extraite de l'échantillon, sans devoir procéder à sa fusion totale ouvrant la voie à l'analyse thermique différentielle (chauffage par *'step-heating'*) ou l'ablation ponctuelle *in situ*.

Dans le premier cas, le chauffage et dégazage progressif par paliers de températures croissante permet d'obtenir des spectres d'âge *apparents* (Fig. 98) qui nous renseignent sur la nature (perturbée ou homogène) de l'échantillon. Dans ces diagrammes, l'âge apparent de chaque palier est reporté en fonction de la quantité d'^{39}Ar dégazé sous forme d'un rectangle dont la hauteur représente l'erreur à 1σ de l'âge et la longueur la fraction de ^{39}Ar libéré.

Un spectre homogène caractérisé par des âges constants est considéré symptomatique d'un système non perturbé ayant évolué en système clos depuis l'âge indiqué par le spectre (âge plateau). La Fig. 98 montre un tel type de spectre (en rouge) obtenu par Brunet et al. (2000) sur population de phengite d'un échantillon provenant du massif du Tende en Corse alpine. Le spectre est homogène entre 15 et 95 % de dégazage de ^{39}Ar, indiquant une fermeture isotopique vers 25 Ma. A contrario, le spectre bleu obtenu sur monograin de phengite montre une évolution progressive des âges apparents de 20 Ma (températures d'extraction faibles) jusqu'à 45 Ma (fusion totale du cristal). Sur la base de l'hypothèse que l'expérience de dégazage progressif simule la diffusion de l'Ar au sein du grain, ce type de spectre perturbé est typiquement interprété comme résultant d'un mécanisme de perte d'argon, avec remise à zéro (ouverture) partielle du système après l'âge de première fermeture (au moins égal à 45 Ma). L'âge total (TGA pour « total gaz age ») calculé en sommant toutes les fractions individuelles de chaque spectre est théoriquement équivalent à l'âge K-Ar de l'échantillon. Cet âge est bien évidemment sans signification géologique dans le cas du système perturbé.

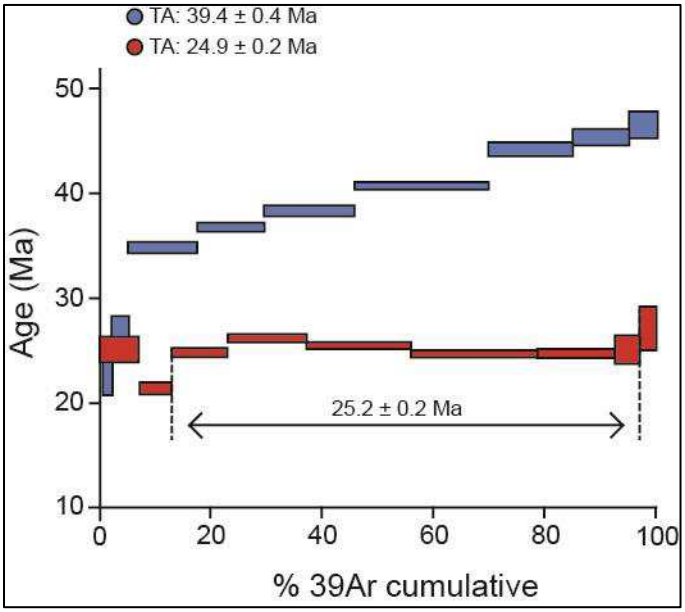


Figure 98 : Deux exemples de spectres d'âge obtenus dans le massif du Tende en Corse alpine. Le premier (bleu) est typique d'une perte d'argon. Le second (rouge) montre un âge homogène et permet de tirer un âge plateau. L'âge total est donné pour chaque spectre (données de Brunet et al., 2000).

Annexe 2 : Protocoles et caractéristiques analytiques dans l'ordre d'apparition dans la thèse (hors datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ et articles).

Microsonde électronique :

Les compositions chimiques des minéraux présentées dans la thèse ont été mesurées via la microsonde électronique Cameca Sx five à filament à tungstène de l'Institut des sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) en utilisant une accélération de 15 kV et un courant de faisceau de 6 nA.

Microscope à cathodoluminescence :

L'imagerie en cathodoluminescence a été acquise en utilisant une cathode froide, couplée à un microscope, opérant à 14 ± 2kV et 120 ± 20 µA.

Analyses EBSD :

Les données EBSD ont été acquises en utilisant un MEB couplé à un système EDAX Pegasus à l'ISTO/BRGM. Les conditions analytiques comprennent une distance de travail de 15mm, une accélération de 20 kV et un courant de faisceau de 6nA appliqués sur des lames minces polies à la pâte diamantée de 0.25 µm puis à la silice colloïdale. Les données proviennent de cartographies réalisées avec un pas de 1 µm dans le plan XZ de la déformation. Elles ont été traitées via les logiciels OIM et MTEX (Bachmann et al., 2010; Mainprice et al., 2015). La définition d'un grain est conditionnée par une différence d'orientation de 10° par rapport aux grains adjacents, un grain devant être constitué d'au moins 5 pixels répartis sur au moins deux lignes. Les figures de pôles ont été projetées en surface constante dans l'hémisphère inferieure et calculées en utilisant une direction moyenne pour chaque grain, les grains en bordures de la carte n'ayant pas été utilisés. Les iso-contours sont donnés en multiples d'une distribution uniforme, en utilisant une distribution linéaire avec une mi-hauteur de 10° pour une gaussienne de Kernel.

Calcul des proportions modales :

Les proportions modales ont été approchées en combinant du comptage de point sur lame minces pour toutes les phases majeures (entre 1500 et 3000 points pour chaque lame) et par contage de point (1000-1500 points) et analyse d'image (logiciel GIMP) sur la tranche des échantillons

pour la phengite. Du fait de la difficulté à les distinguer, le quartz (recristallisé ou non) et l'albite métamorphique ont été regroupés en une catégorie pour le comptage de points sur lame mince. De plus, les minéraux provenant de la transformation du plagioclase magmatique ont été comptés en plagioclase pour estimer sa proportion initiale dans le protolithe. Il a été utilisé une lame par échantillon déformé mais deux lames par échantillon de protolithe pour tenir compte de l'hétérogénéité de la répartition des phases.

Analyse sur roche totale :

Les compositions chimiques des échantillons ont été obtenues au Centre des Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy par ICP-AES pour les éléments majeurs et ICP-MS pour les éléments traces.

Annexe 3 : Protocoles et caractéristiques analytiques des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

3.1 Préparation des échantillons

3.1.1 Massif d'Ikaria

Concernant les datations en palier de chauffage sur monograins, les échantillons prélevés sur le terrain ont été en préalable recoupés en plusieurs sucres sur lesquels les zones altérées ont été enlevées. Ces sucres ont ensuite été concassés grossièrement dans une broyeuse à mâchoires. Les grains de mica blanc entiers et ne présentant pas ou très peu d'inclusions (biotite généralement) ont été sélectionnés par piquage à la main sous une loupe binoculaire et photographiés au microscope en lumière transmise, polarisée puis analysée. Les cristaux ainsi séparés ont ensuite été purifiés dans une cuve à ultrasons dans trois bains successifs: acétone, éthanol et eau, séchés dans une étuve à 50 °C à la fin de chaque bain, et enfin pesés.

Concernant les datations ponctuelles et *in situ*, les sections polies ont été carottées (diamètre = 10 mm) orthogonalement à partir de tranches fines (épaisseur = 1 cm) découpées dans les échantillons dans l'axe XZ de la déformation. Elles ont ensuite été polies progressivement de manière à réduire leur hauteur en dessous de 3 mm, pour diminuer la quantité de matériel irradié, et afin d'obtenir un poli idéal pour les analyses réalisées au préalable des datations. Les sections ont été pour cela métallisées. Un panorama BSE a été réalisé au MEB pour chacune des sections, ainsi que des cartographies élémentaires sur certains domaines, au MEB ou à la sonde électronique. Les sections ont été ensuite repolies afin de les dé-métalliser, puis ont subi une purification dans une cuve à ultrasons dans trois bains successifs: acétone, éthanol et eau, séchés dans une étuve à 50 °C à la fin de chaque bain, et enfin pesés. Aucune sorte de colle destinée à indurer les sections n'a été utilisée pendant la préparation.

3.1.2 Massif du Tende

Concernant les datations sur population en paliers de chauffage, les agrégats de phengite ont été récoltés au scalpel à partir de tranches fines de roche découpées dans les échantillons dans l'axe XZ de la déformation. L'endroit exact du prélèvement a été reporté sur un scan de la tranche. Cette méthode à l'avantage de profiter de l'aspect « statistique » de la datation sur population tout en conservant l'information texturale de la position de l'échantillon daté. Les agrégats ainsi isolés ont ensuite été purifiés dans une cuve à ultrasons dans trois bains successifs: acétone, éthanol et eau, séchés dans une étuve à 50 °C à la fin de chaque bain, et enfin pesés.

Le protocole de préparation des sections polies concernant les datations ponctuelles et *in situ* pour le Tende diffère de celui pour les sections d'Ikaria en raison du désagrègement avancé des sections pendant les phases de polissage. Les sections ont été carottées (diamètre = 10 mm) orthogonalement à partir de tranches fines de roches découpées dans l'axe XZ de la déformation polies visuellement. Les faces n'ayant pas le poli visuel ont ensuite été polies grossièrement de manière à réduire leur hauteur en dessous de 6 mm, pour diminuer la quantité de matériel irradié. Elles ont ensuite été métallisées pour réaliser des panoramas BSE et des cartographies élémentaires au MEB. Les sections ont été ensuite repolies (poli visuel uniquement) afin de les dé-métalliser, puis ont subi une purification dans une cuve à ultrasons dans trois bains successifs: acétone, éthanol et eau, séchés dans une étuve à 50 °C à la fin de chaque bain, et enfin pesés. Aucune sorte de colle destinée à indurer les sections n'a été utilisée pendant la préparation.

3.2 Protocole d'envoi à l'irradiation (Tende et Ikaria)

L'irradiation comprend les échantillons ainsi que les standards. Elle a été effectuée au réacteur de Corvalis (Etats-unis) et a duré 5 heures. Les standards utilisés sont les sanidines de « fish canyon » d'un âge de 28.02 ± 0.28 Ma (Renne et al., 1998). Le protocole d'emballage des échantillons et standards dépend de la technique de dégazage utilisé.

Pour les analyses en step-heating, les échantillons ont été emballés dans des enveloppes d'aluminium (ronds de 10 mm de diamètre) empilées par la suite dans une navette cylindrique en aluminium de 5 mm de diamètre. Un niveau de standards, comprenant 6 standards (2 ont été

finalement analysés), a été placé tous les quatre niveaux d'échantillons. La position relative de chaque niveau de standard a été relevée afin de calculer au mieux le gradient du paramètre J le long de la navette. La navette a été rebouchée par deux bouchons en aluminium et envoyée à l'irradiation.

Pour les analyses *in-situ*, les sections polies ont été emballées dans des enveloppes d'aluminium (ronds de 25 mm de diamètre). Les niveaux de standards sont représentés par des disques de 10 mm de diamètre comprenant 13 trous (1 trou au centre, 6 trous concentriques au milieu du disque et 6 autres à l'extrémité externe du disque) remplis à chaque fois par deux standards (un seul standard sur les deux a finalement été analysé). Un niveau de standard a systématiquement été intercalé entre chaque section, le tout empilé par la suite dans une navette cylindrique en aluminium de 10 mm de diamètre. Un repère sur le coté de chaque section et niveau de standard a été marqué et aligné suivant un axe verticale, de manière à pouvoir repérer en trois dimension la position de chaque trous de standard pour calculer au mieux le paramètre J dans les trois dimensions, et à le répercuter de la même manière sur les datations ponctuelles selon leur positions sur chaque section. La navette a été rebouchée par deux bouchons en aluminium et envoyée à l'irradiation qui a duré 5h. Lors de la réception de la navette après irradiation, il a été vérifié que tous les repères étaient encore alignés selon le même axe vertical de départ.

3.3 Analyse des échantillons et des standards : Matériel et protocole

Toutes les analyses ont été réalisées au laboratoire de datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ de l'université d'Orléans et supervisées par Stéphane Scaillet. Les échantillons et standards ont été chargés sur un porte échantillon, lui-même introduit dans une cuve ouverte sur la ligne d'extraction. La ligne a été en préalable étuvé à 180°C pendant au moins 24 heures pour la purifier de l'air introduit pendant le chargement. Le dégazage a été effectué via un laser CO2 Synrad pour les analyses en step-heating et un laser UV CETAC technologie LSX213-G2 pour les analyses *in-situ*. Le gaz extrait dans la ligne a été ensuite purifié pendant 6 minutes via deux pièges de type Getter à filaments à Zr-Al portés à 250°C avant d'être introduit dans le spectromètre de masse (Thermo HELIX SFT) pendant 3 minutes. Les échantillons ont bénéficié d'un piège froid supplémentaire placé en amont

des getters, à travers lequel un morceau de la ligne est refroidi par un mélange d'éthanol et d'azote liquide placé à l'extérieur de la ligne. Dans le spectromètre de masse, le gaz est ionisé et les différents isotopes (^{36}Ar, ^{37}Ar, ^{38}Ar, ^{39}Ar et ^{40}Ar) sont mesurés via un multiplicateur d'électrons. 10 cycles pour les échantillons et 20 pour les standards ont été utilisés pour régresser les mesures. Une analyse de blanc entre chaque analyse d'échantillon et toutes les trois analyses de standards a été réalisée dans des conditions identiques. Les différents blancs ont été interpolés au cours de la journée pour les corriger des analyses. Les mesures sur les isotopes ont été corrigées des interférences isotopiques induites par le potassium et le calcium, de la discrimination de masse et de la contamination en argon atmosphérique.

Annexe 4 : Tableaux d'analyses concernant la cible d'étude d'Ikaria

4.1 Compositions chimiques

Les compositions chimiques sont données dans des tableaux et sont triées par échantillon et texture selon les lignes. Selon les colonnes, il est indiqué dans la partie de gauche les données en poids d'oxydes et à droite le nombre d'atome par formule structurale. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 8 oxygènes pour les feldspaths et 11 oxygènes pour la biotite et la muscovite. Abréviation utilisée dans la colonne « texture » : Mag. : magmatic.

4.1.1 Feldspath potassique

Ech.	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
Ik28a	C plane	64,0	0,04	18,3	0,08	0,03	0,02	0,00	0,78	16,0	99,3	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,95	5,02
Ik28a	C plane	63,8	0,00	18,0	0,17	0,03	0,00	0,00	0,68	15,4	98,1	3,00	0,00	1,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,92	4,99
Ik28a	C plane	64,2	0,03	18,2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	15,9	98,8	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,95	5,00
Ik28a	C plane	64,0	0,10	17,5	0,00	0,04	0,00	0,00	0,55	15,4	97,6	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,93	4,98
Ik28a	C plane	63,5	0,00	17,9	0,06	0,00	0,00	0,00	0,57	15,4	97,4	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,93	4,99
Ik28a	C plane	63,4	0,00	18,2	0,22	0,00	0,00	0,01	0,68	16,0	98,6	2,98	0,00	1,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,96	5,03
Ik28a	C plane	53,9	0,17	18,3	9,01	0,19	2,21	0,01	0,39	13,0	97,3	2,69	0,01	1,08	0,38	0,01	0,16	0,00	0,04	0,83	5,20
Ik28a	C plane	63,0	0,05	18,0	0,65	0,03	0,22	0,03	0,53	15,0	97,5	2,98	0,00	1,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,05	0,91	4,99
Ik28a	C plane	63,2	0,08	18,1	0,18	0,10	0,00	0,00	0,42	15,8	97,9	2,99	0,00	1,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,95	5,00
Ik28a	C plane	63,9	0,00	17,9	0,27	0,00	0,01	0,00	0,55	15,8	98,4	3,00	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,94	5,00
Ik28a	Foliation	64,3	0,00	18,4	0,09	0,00	0,01	0,00	0,46	15,2	98,5	3,00	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,91	4,97
Ik28a	Foliation	63,7	0,02	18,2	0,17	0,05	0,00	0,00	0,66	15,9	98,7	2,99	0,00	1,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,95	5,01
Ik28a	Foliation	64,3	0,00	18,2	0,03	0,00	0,00	0,00	0,39	15,6	98,5	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,93	4,97
Ik28a	Foliation	64,1	0,08	18,1	0,06	0,04	0,01	0,03	0,30	15,8	98,5	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,94	4,98
Ik28a	Foliation	64,4	0,00	17,9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	15,9	98,8	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,95	4,99
Ik28a	Foliation	64,2	0,04	18,2	0,00	0,11	0,00	0,03	1,12	14,9	98,6	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,89	4,99
Ik28a	Foliation	64,5	0,16	17,9	0,05	0,15	0,04	0,00	0,81	16,1	99,8	3,00	0,01	0,98	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,96	5,02
Ik28a	Foliation	64,3	0,00	18,6	0,14	0,00	0,00	0,00	0,65	15,8	99,6	2,99	0,00	1,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,94	5,00
Ik28a	Foliation	63,7	0,00	18,3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	16,0	98,5	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,96	5,00
Ik28a	Foliation	64,4	0,03	18,0	0,06	0,00	0,00	0,00	0,64	15,7	98,8	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,93	4,99
Ik28a	Foliation	63,9	0,09	18,0	0,00	0,08	0,01	0,00	0,93	15,4	98,4	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,92	5,01
Ik28a	Foliation	63,6	0,00	18,0	0,00	0,02	0,01	0,01	1,33	15,5	98,4	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,93	5,04
Ik28a	Foliation	63,8	0,00	17,9	0,00	0,00	0,00	0,00	1,73	13,5	97,0	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,81	4,98
KAR05	Mag. core	65,6	0,03	17,9	0,00	0,09	0,02	0,01	0,91	15,3	99,9	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,90	4,98
KAR05	Mag. core	64,8	0,00	17,9	0,04	0,06	0,02	0,00	0,96	15,2	99,0	3,02	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,90	4,99
KAR05	Mag. core	64,4	0,00	18,1	0,08	0,06	0,00	0,04	1,03	15,5	99,1	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,92	5,01
KAR05	Mag. core	65,2	0,09	17,9	0,20	0,00	0,00	0,00	0,65	15,7	99,7	3,02	0,00	0,97	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,93	4,99
KAR05	Mag. core	64,9	0,01	18,0	0,00	0,00	0,02	0,00	0,90	15,7	99,5	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,93	5,00
KAR05	Mag. core	65,6	0,00	17,7	0,00	0,06	0,00	0,00	0,99	15,5	99,8	3,03	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,91	4,99
KAR05	Mag. core	65,9	0,03	17,8	0,00	0,00	0,01	0,00	1,07	15,1	99,9	3,03	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,89	4,98
KAR05	Mag. core	64,9	0,06	17,9	0,00	0,00	0,00	0,03	0,89	15,1	99,0	3,02	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,90	4,98
KAR05	Mag. core	64,9	0,00	18,1	0,00	0,00	0,01	0,00	1,05	15,7	99,7	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,93	5,01
KAR05	Mag. core	64,9	0,12	18,1	0,00	0,00	0,01	0,00	1,11	15,5	99,7	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,91	5,01
KAR05	Mag. core	65,1	0,00	17,4	0,03	0,05	0,00	0,00	1,12	15,4	99,1	3,03	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,92	5,00
KAR05	Mag. core	65,1	0,15	18,1	0,05	0,07	0,00	0,00	0,94	15,1	99,5	3,01	0,01	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,89	4,98
KAR10	C plane	63,1	0,01	18,1	0,06	0,06	0,00	0,00	0,79	15,5	97,6	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,93	5,01
KAR10	C plane	63,8	0,04	18,0	0,09	0,00	0,04	0,00	0,62	15,6	98,2	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,93	5,00
KAR10	C plane	63,5	0,00	17,9	0,20	0,00	0,02	0,00	1,20	15,2	98,0	2,99	0,00	1,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,91	5,02
KAR10	C plane	63,7	0,00	17,9	0,05	0,07	0,00	0,00	1,10	15,5	98,4	2,99	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,93	5,03
KAR10	C plane	63,4	0,03	17,9	0,00	0,00	0,01	0,00	0,84	15,5	97,7	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,93	5,01

KAR10	C plane	63,3	0,00	18,1	0,08	0,10	0,00	0,00	1,07	14,6	97,1	3,00	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,88	4,99
KAR10	C plane	63,0	0,08	17,9	0,07	0,03	0,00	0,00	0,92	15,7	97,7	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,95	5,03
KAR10	C plane	64,0	0,00	17,6	0,06	0,04	0,04	0,00	0,71	15,4	97,8	3,02	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,93	4,99
KAR10	C plane	63,5	0,00	17,9	0,00	0,02	0,02	0,00	1,10	14,9	97,4	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,90	5,00
KAR10	C plane	64,9	0,03	18,0	0,23	0,04	0,02	0,00	1,27	14,8	99,3	3,01	0,00	0,98	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,88	4,99
KAR10	C plane	63,8	0,00	18,2	0,27	0,04	0,00	0,00	0,45	16,2	98,9	2,99	0,00	1,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,97	5,01
KAR10	C plane	64,8	0,00	18,3	0,32	0,00	0,00	0,00	0,70	15,8	99,9	3,00	0,00	1,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,93	5,00
KAR10	C plane	64,9	0,00	18,1	0,11	0,03	0,00	0,00	0,55	15,7	99,3	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,93	4,98
KAR10	C plane	63,7	0,00	18,2	0,10	0,00	0,01	0,00	0,46	16,1	98,6	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,97	5,01
KAR10	C plane	64,1	0,00	18,0	0,19	0,00	0,00	0,00	0,50	15,9	98,7	3,00	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,95	5,00
KAR10	C plane	63,1	0,00	17,8	0,00	0,00	0,03	0,00	0,53	15,8	97,2	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,96	5,00
KAR10	C plane	63,6	0,00	17,9	0,00	0,08	0,01	0,00	0,67	15,8	98,0	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,95	5,01
KAR10	C plane	63,1	0,00	17,3	0,04	0,12	0,03	0,00	0,66	16,0	97,3	3,01	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,97	5,02
KAR10	C plane	62,9	0,00	17,8	0,00	0,00	0,02	0,00	0,51	15,8	97,0	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,96	5,01
KAR10	C plane	63,2	0,03	17,7	0,00	0,04	0,00	0,00	0,40	16,5	97,9	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	1,00	5,02
KAR10	C plane	63,0	0,00	17,6	0,00	0,00	0,01	0,00	0,42	16,1	97,1	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,98	5,01
KAR10	Foliation	63,9	0,05	18,0	0,13	0,09	0,00	0,00	1,09	15,1	98,4	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,90	5,01
KAR10	Foliation	63,7	0,07	18,5	0,17	0,00	0,00	0,00	0,54	15,6	98,5	2,98	0,00	1,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,93	4,99
KAR10	Foliation	63,8	0,00	18,0	0,05	0,00	0,03	0,00	0,37	16,5	98,7	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,02
KAR10	Foliation	63,5	0,00	18,4	0,07	0,19	0,00	0,00	0,78	15,7	98,7	2,98	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,94	5,02
KAR10	Foliation	64,1	0,02	18,2	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	15,2	98,5	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,90	5,00
KAR10	Foliation	63,8	0,01	18,1	0,00	0,00	0,01	0,00	1,06	15,3	98,3	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,92	5,01
KAR10	Foliation	63,9	0,04	17,9	0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	15,1	98,0	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,91	5,00
KAR10	Foliation	64,2	0,00	18,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,85	15,2	98,3	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,91	4,99
KAR10	Foliation	63,7	0,05	17,7	0,01	0,09	0,00	0,00	0,71	15,7	98,0	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,95	5,01
KAR10	Foliation	63,8	0,00	18,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	15,6	98,4	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,94	5,01
KAR10	Foliation	63,8	0,04	17,9	0,05	0,00	0,00	0,00	0,56	16,3	98,8	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,98	5,02
KAR10	Foliation	63,5	0,04	18,0	0,08	0,04	0,00	0,00	0,46	15,8	97,9	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,95	5,00
KAR10	Foliation	64,0	0,05	17,9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	15,3	97,7	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,92	4,97
KAR10	Foliation	62,9	0,02	17,9	0,02	0,07	0,00	0,00	1,00	15,2	97,0	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,92	5,01
KAR10	Foliation	63,4	0,00	17,7	0,03	0,09	0,00	0,00	0,32	15,7	97,2	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,95	4,99
KAR10	Mag. core	63,7	0,01	17,9	0,00	0,05	0,00	0,00	0,83	15,3	97,8	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,92	5,00
KAR10	Mag. core	63,3	0,00	18,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	15,7	97,7	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,95	5,00
KAR10	Mag. core	64,3	0,11	18,3	0,00	0,03	0,00	0,00	1,00	15,3	99,0	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,91	5,00
KAR10	Mag. core	63,9	0,00	18,6	0,00	0,17	0,03	0,00	1,06	15,2	98,9	2,98	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,90	5,01
KAR10	Mag. core	63,0	0,03	17,8	0,00	0,08	0,00	0,00	0,83	15,3	97,0	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,93	5,01
KAR10	Mag. core	63,0	0,02	18,1	0,07	0,02	0,01	0,00	1,05	15,3	97,7	2,98	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,92	5,02
KAR10	Mag. core	63,2	0,00	18,1	0,03	0,00	0,00	0,00	0,69	15,6	97,5	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,94	5,00
KAR10	Mag. core	63,1	0,00	18,7	0,02	0,14	0,01	0,00	0,76	16,0	98,7	2,96	0,00	1,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,96	5,03
KAR10	Mag. core	64,2	0,00	18,1	0,00	0,20	0,00	0,00	0,63	15,5	98,7	3,00	0,00	1,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,93	4,99
KAR10	Mag. core	63,9	0,00	18,1	0,00	0,05	0,00	0,00	0,99	14,7	97,7	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,88	4,98
KAR10	Mag. core	63,4	0,00	18,1	0,13	0,00	0,00	0,00	1,07	15,5	98,2	2,99	0,00	1,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,10	0,93	5,02
KAR10	Mag. core	63,1	0,03	17,5	0,03	0,06	0,00	0,00	1,06	15,2	97,0	3,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,93	5,02
KAR10	Mag. core	63,4	0,00	17,7	0,00	0,01	0,00	0,00	1,09	15,1	97,2	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,91	5,01
KAR10	Mag. core	63,6	0,00	17,6	0,00	0,08	0,00	0,00	0,93	15,3	97,5	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,93	5,01
KAR10	Mag. core	62,9	0,00	17,7	0,14	0,02	0,00	0,00	1,15	15,2	97,1	2,99	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,92	5,02

4.1.2 Feldspath plagioclase

Ech.	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
Ik28a	C plane	65,2	0,00	20,3	0,04	0,03	0,00	1,38	10,46	0,34	97,8	2,93	0,00	1,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,91	0,02	5,00
Ik28a	C plane	63,3	0,02	21,7	0,00	0,00	0,01	3,33	9,53	0,21	98,1	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,16	0,83	0,01	5,00
Ik28a	C plane	63,3	0,01	21,8	0,12	0,01	0,00	3,11	9,63	0,07	98,1	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,15	0,84	0,00	5,00
Ik28a	C plane	64,3	0,00	21,5	0,10	0,00	0,00	3,15	9,65	0,18	98,8	2,87	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,15	0,83	0,01	4,99
Ik28a	C plane	62,9	0,05	21,4	0,17	0,00	0,02	3,17	10,08	0,11	97,9	2,84	0,00	1,14	0,01	0,00	0,00	0,15	0,88	0,01	5,03
Ik28a	C plane	63,6	0,00	21,7	0,00	0,01	0,00	3,05	9,79	0,03	98,2	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,15	0,85	0,00	5,00
Ik28a	C plane	64,3	0,00	21,6	0,00	0,04	0,00	2,42	9,99	0,07	98,4	2,87	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,12	0,87	0,00	4,99
Ik28a	C plane	62,4	0,00	21,7	0,19	0,13	0,00	3,25	9,93	0,17	97,8	2,83	0,00	1,16	0,01	0,00	0,00	0,16	0,87	0,01	5,03
Ik28a	C plane	64,8	0,00	21,0	0,01	0,00	0,00	2,23	10,09	0,17	98,4	2,90	0,00	1,11	0,00	0,00	0,00	0,11	0,87	0,01	4,99
Ik28a	C plane	64,4	0,00	21,1	0,22	0,06	0,02	2,55	10,32	0,07	98,7	2,88	0,00	1,11	0,01	0,00	0,00	0,12	0,89	0,00	5,02
Ik28a	C plane	64,8	0,02	21,8	0,19	0,00	0,02	2,63	10,11	0,14	99,8	2,86	0,00	1,14	0,01	0,00	0,00	0,12	0,87	0,01	5,01
Ik28a	C plane	64,1	0,00	21,6	0,15	0,00	0,02	2,61	10,35	0,11	98,9	2,86	0,00	1,14	0,01	0,00	0,00	0,12	0,90	0,01	5,03
Ik28a	C plane	64,1	0,00	21,5	0,11	0,00	0,00	2,50	10,05	0,08	98,4	2,87	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,12	0,87	0,00	5,00
Ik28a	C plane	64,9	0,02	21,1	0,33	0,08	0,00	2,36	10,38	0,12	99,3	2,88	0,00	1,10	0,01	0,00	0,00	0,11	0,89	0,01	5,01
Ik28a	Foliation	64,6	0,01	21,3	0,08	0,00	0,00	2,72	9,99	0,19	98,9	2,88	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,13	0,86	0,01	5,00
Ik28a	Foliation	64,6	0,00	21,6	0,01	0,00	0,01	3,05	9,56	0,05	98,9	2,87	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,15	0,82	0,00	4,98
Ik28a	Foliation	63,8	0,00	22,1	0,00	0,06	0,01	3,22	9,52	0,15	98,8	2,84	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,15	0,82	0,01	4,99
Ik28a	Foliation	64,3	0,00	21,6	0,02	0,00	0,00	2,87	9,70	0,12	98,6	2,87	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,14	0,84	0,01	4,99
Ik28a	Foliation	64,5	0,05	21,1	0,04	0,00	0,00	2,68	10,07	0,09	98,5	2,88	0,00	1,11	0,00	0,00	0,00	0,13	0,87	0,01	5,00
Ik28a	Foliation	64,3	0,00	22,0	0,10	0,00	0,00	3,09	9,86	0,17	99,4	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,15	0,85	0,01	5,01
Ik28a	Foliation	63,0	0,00	21,2	0,18	0,12	0,01	3,13	9,82	0,07	97,5	2,85	0,00	1,13	0,01	0,00	0,00	0,15	0,86	0,00	5,01
Ik28a	Foliation	64,4	0,01	21,2	0,00	0,00	0,00	2,98	9,51	0,11	98,2	2,88	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,14	0,83	0,01	4,97

Ik28a	Foliation	64,5	0,00	20,9	0,15	0,00	0,00	2,42	9,91	0,16	98,0	2,89	0,00	1,11	0,01	0,00	0,00	0,12	0,86	0,01	4,99
Ik28a	Foliation	64,3	0,00	21,5	0,00	0,10	0,00	3,07	9,67	0,10	98,7	2,87	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,15	0,84	0,01	4,99
Ik28a	Foliation	64,1	0,03	21,3	0,04	0,00	0,00	2,46	9,73	0,06	97,6	2,88	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,12	0,85	0,00	4,98
Ik28a	Foliation	64,1	0,01	21,7	0,00	0,16	0,00	2,85	9,86	0,13	98,8	2,86	0,00	1,14	0,00	0,01	0,00	0,14	0,85	0,01	5,00
Ik28a	Foliation	65,2	0,03	21,8	0,08	0,00	0,02	3,00	9,66	0,12	99,9	2,87	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,14	0,82	0,01	4,98
Ik28a	Foliation	65,0	0,08	21,0	0,14	0,01	0,00	2,54	9,68	0,16	98,6	2,89	0,00	1,10	0,01	0,00	0,00	0,12	0,84	0,01	4,97
KAR05	Mag. Clast	62,9	0,00	22,7	0,00	0,00	0,03	4,74	8,67	0,28	99,3	2,80	0,00	1,19	0,00	0,00	0,00	0,23	0,75	0,02	4,99
KAR05	Mag. Clast	62,3	0,03	22,7	0,01	0,01	0,00	4,81	8,83	0,23	98,9	2,79	0,00	1,20	0,00	0,00	0,00	0,23	0,77	0,01	5,00
KAR05	Mag. Clast	63,1	0,00	22,8	0,00	0,00	0,02	4,79	8,58	0,42	99,8	2,80	0,00	1,19	0,00	0,00	0,00	0,23	0,74	0,02	4,98
KAR05	Mag. Clast	62,7	0,00	22,6	0,00	0,04	0,02	5,14	8,45	0,22	99,2	2,80	0,00	1,19	0,00	0,00	0,00	0,25	0,73	0,01	4,98
KAR05	Mag. Clast	62,6	0,00	23,2	0,06	0,10	0,01	5,25	8,36	0,19	99,7	2,78	0,00	1,21	0,00	0,00	0,00	0,25	0,72	0,01	4,98
KAR05	Mag. Clast	60,2	0,15	24,5	0,00	0,00	0,02	7,01	7,70	0,16	99,7	2,69	0,00	1,29	0,00	0,00	0,00	0,34	0,67	0,01	5,00
KAR05	Mag. Clast	64,2	0,00	22,1	0,04	0,00	0,02	3,28	9,40	0,23	99,3	2,85	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,16	0,81	0,01	4,98
KAR05	Mag. Clast	64,6	0,00	21,4	0,00	0,00	0,02	3,35	9,50	0,38	99,2	2,87	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,16	0,82	0,02	4,99
KAR05	Mag. Clast	63,0	0,00	21,1	0,00	0,06	0,00	3,32	9,90	0,16	97,5	2,85	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,16	0,87	0,01	5,02
KAR05	Mag. Clast	63,4	0,00	22,0	0,00	0,01	0,00	3,96	8,87	0,21	98,4	2,84	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,19	0,77	0,01	4,97
KAR10	C plane	63,6	0,00	21,8	0,00	0,09	0,02	3,47	9,59	0,25	98,8	2,84	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,17	0,83	0,01	5,01
KAR10	C plane	63,6	0,02	22,0	0,06	0,08	0,00	3,46	9,62	0,20	99,1	2,84	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,17	0,83	0,01	5,01
KAR10	C plane	63,7	0,00	22,2	0,05	0,01	0,01	3,42	8,53	0,14	98,0	2,85	0,00	1,17	0,00	0,00	0,00	0,16	0,74	0,01	4,94
KAR10	C plane	63,3	0,10	22,3	0,09	0,00	0,01	3,71	8,78	0,15	98,4	2,83	0,00	1,18	0,00	0,00	0,00	0,18	0,76	0,01	4,96
KAR10	C plane	63,4	0,06	22,3	0,06	0,02	0,00	3,38	9,38	0,14	98,6	2,83	0,00	1,17	0,00	0,00	0,00	0,16	0,81	0,01	4,99
KAR10	C plane	63,1	0,00	21,8	0,17	0,00	0,00	3,36	9,36	0,10	97,9	2,84	0,00	1,16	0,01	0,00	0,00	0,16	0,82	0,01	4,99
KAR10	C plane	62,9	0,01	21,7	0,10	0,00	0,03	3,32	9,35	0,27	97,6	2,84	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,16	0,82	0,02	5,00
KAR10	C plane	63,4	0,03	22,0	0,02	0,00	0,01	3,46	9,32	0,15	98,4	2,84	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,17	0,81	0,01	4,99
KAR10	C plane	62,8	0,00	22,0	0,00	0,00	0,02	3,58	9,51	0,11	98,0	2,83	0,00	1,17	0,00	0,00	0,00	0,17	0,83	0,01	5,01
KAR10	C plane	62,8	0,04	22,2	0,01	0,00	0,01	3,65	9,42	0,04	98,2	2,82	0,00	1,18	0,00	0,00	0,00	0,18	0,82	0,00	5,00
KAR10	C plane	63,0	0,03	22,2	0,03	0,00	0,03	3,54	9,38	0,17	98,3	2,83	0,00	1,17	0,00	0,00	0,00	0,17	0,82	0,01	5,00
KAR10	C plane	63,2	0,07	22,5	0,01	0,04	0,00	3,56	9,27	0,14	98,8	2,82	0,00	1,18	0,00	0,00	0,00	0,17	0,80	0,01	4,99
KAR10	C plane	63,7	0,00	21,6	0,00	0,00	0,00	3,55	9,43	0,22	98,5	2,85	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,17	0,82	0,01	4,99
KAR10	C plane	63,8	0,02	21,4	0,00	0,00	0,01	3,42	10,03	0,09	98,8	2,85	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,16	0,87	0,01	5,02
KAR10	C plane	64,9	0,00	20,7	0,11	0,00	0,00	2,45	10,26	0,17	98,6	2,90	0,00	1,09	0,00	0,00	0,00	0,12	0,89	0,01	5,01
KAR10	C plane	63,7	0,03	21,2	0,00	0,00	0,01	3,04	9,91	0,16	98,0	2,86	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,15	0,86	0,01	5,01
KAR10	C plane	64,4	0,02	21,4	0,00	0,00	0,02	2,88	9,97	0,21	98,9	2,87	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,14	0,86	0,01	5,01
KAR10	C plane	65,1	0,00	20,6	0,00	0,00	0,00	2,43	10,36	0,16	98,6	2,90	0,00	1,08	0,00	0,00	0,00	0,12	0,90	0,01	5,01
KAR10	Foliation	63,3	0,00	22,2	0,00	0,11	0,01	3,59	9,44	0,26	98,9	2,83	0,00	1,17	0,00	0,00	0,00	0,17	0,82	0,01	5,01
KAR10	Foliation	64,0	0,00	22,1	0,00	0,00	0,02	3,22	9,24	0,21	98,8	2,85	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,15	0,80	0,01	4,98
KAR10	Foliation	63,2	0,00	21,7	0,00	0,00	0,01	3,50	9,43	0,33	98,2	2,84	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,17	0,82	0,02	5,00
KAR10	Foliation	63,5	0,03	21,9	0,00	0,00	0,00	3,42	9,49	0,19	98,6	2,84	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,16	0,82	0,01	5,00
KAR10	Foliation	63,9	0,00	21,7	0,03	0,00	0,03	3,04	10,15	0,08	99,0	2,85	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,15	0,88	0,00	5,02
KAR10	Foliation	64,4	0,03	22,1	0,04	0,01	0,00	3,03	9,76	0,11	99,5	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,14	0,84	0,01	4,99
KAR10	Foliation	63,6	0,02	21,8	0,00	0,00	0,00	3,11	9,53	0,20	98,2	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,15	0,83	0,01	4,99
KAR10	Foliation	63,9	0,00	21,7	0,04	0,00	0,02	3,13	9,89	0,15	98,8	2,85	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,15	0,86	0,01	5,01
KAR10	Foliation	64,3	0,13	21,4	0,00	0,04	0,00	2,96	9,77	0,19	98,8	2,87	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,14	0,84	0,01	4,99
KAR10	Foliation	63,1	0,00	21,4	0,01	0,03	0,00	3,12	9,77	0,17	97,6	2,85	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,15	0,86	0,01	5,01
KAR10	Foliation	63,2	0,00	21,7	0,00	0,00	0,00	2,80	9,88	0,19	97,8	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,14	0,86	0,01	5,01
KAR10	Foliation	63,8	0,08	21,9	0,00	0,00	0,00	2,89	9,68	0,19	98,6	2,85	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,14	0,84	0,01	5,00
KAR10	Foliation	66,0	0,02	21,3	0,00	0,02	0,00	2,51	9,17	0,20	99,2	2,91	0,00	1,11	0,00	0,00	0,00	0,12	0,78	0,01	4,93
KAR10	Foliation	64,8	0,00	21,2	0,00	0,00	0,00	2,72	9,61	0,27	98,6	2,89	0,00	1,11	0,00	0,00	0,00	0,13	0,83	0,02	4,98
KAR10	Foliation	64,0	0,00	21,9	0,09	0,04	0,00	2,94	9,94	0,21	99,1	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,14	0,86	0,01	5,01
KAR10	Mag. clast	63,7	0,00	21,8	0,05	0,00	0,02	3,45	9,74	0,16	99,0	2,84	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,16	0,84	0,01	5,01
KAR10	Mag. clast	64,0	0,00	21,6	0,08	0,00	0,02	3,55	9,91	0,16	99,3	2,85	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,17	0,85	0,01	5,02
KAR10	Mag. clast	63,5	0,00	21,7	0,00	0,00	0,00	3,43	9,62	0,19	98,4	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,16	0,84	0,01	5,00
KAR10	Mag. clast	62,6	0,00	21,4	0,07	0,00	0,00	3,26	9,90	0,21	97,4	2,84	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,16	0,87	0,01	5,03
KAR10	Mag. clast	63,9	0,00	20,9	0,00	0,00	0,00	2,66	10,23	0,04	97,7	2,88	0,00	1,11	0,00	0,00	0,00	0,13	0,89	0,00	5,01
KAR10	Mag. clast	63,6	0,05	21,4	0,04	0,00	0,01	3,44	9,87	0,10	98,5	2,85	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,16	0,86	0,01	5,01
KAR10	Mag. clast	63,9	0,02	21,5	0,00	0,06	0,01	3,05	9,76	0,18	98,5	2,86	0,00	1,13	0,00	0,00	0,00	0,15	0,85	0,01	5,00
KAR10	Mag. Core	62,8	0,00	21,9	0,11	0,03	0,00	3,31	9,38	0,25	97,8	2,84	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,16	0,82	0,01	5,00
KAR10	Mag. Core	63,5	0,02	22,3	0,10	0,07	0,06	3,36	9,29	0,38	99,0	2,83	0,00	1,17	0,00	0,00	0,00	0,16	0,80	0,02	5,00
KAR10	Mag. Core	64,1	0,00	22,2	0,06	0,08	0,00	3,08	9,87	0,26	99,6	2,84	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,15	0,85	0,01	5,01
KAR10	Mag. Core	63,3	0,00	21,6	0,08	0,00	0,00	3,16	9,55	0,16	97,9	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,15	0,83	0,01	5,00
KAR10	Mag. Core	64,1	0,00	22,0	0,06	0,00	0,00	3,20	9,43	0,09	98,9	2,85	0,00	1,15	0,00	0,00	0,00	0,15	0,81	0,00	4,98
KAR10	Mag. Core	64,5	0,00	21,4	0,08	0,05	0,00	2,75	9,67	0,08	98,5	2,88	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,13	0,84	0,00	4,98
KAR10	Mag. Core	64,4	0,00	22,0	0,10	0,05	0,00	2,36	8,35	0,14	97,4	2,89	0,00	1,16	0,00	0,00	0,00	0,11	0,72	0,01	4,90
KAR10	Mag. Core	65,5	0,08	21,2	0,00	0,01	0,02	2,47	9,54	0,21	99,0	2,90	0,00	1,11	0,00	0,00	0,00	0,12	0,82	0,01	4,96
KAR10	Mag. Rim	61,8	0,08	23,4	0,08	0,10	0,00	4,96	8,71	0,09	99,2	2,76	0,00	1,23	0,00	0,00	0,00	0,24	0,75	0,01	5,00
KAR10	Mag. Rim	61,7	0,00	22,9	0,01	0,00	0,01	4,73	8,67	0,10	98,2	2,78	0,00	1,22	0,00	0,00	0,00	0,23	0,76	0,01	4,99
KAR10	Mag. Rim	62,1	0,00	23,5	0,17	0,00	0,00	4,38	8,92	0,24	99,3	2,77	0,00	1,24	0,01	0,00	0,00	0,21	0,77	0,01	5,01
KAR10	Mag. Rim	61,6	0,06	22,9	0,00	0,00	0,03	4,76	8,45	0,15	98,0	2,78	0,00	1,22	0,00	0,00	0,00	0,23	0,74	0,01	4,98
KAR10	Mag. Rim	61,4	0,00	23,4	0,00	0,05	0,00	5,12	8,39	0,25	98,6	2,76	0,00	1,24	0,00	0,00	0,00	0,25	0,73	0,01	4,99
KAR10	Mag. Rim	61,8	0,00	23,2	0,00	0,12	0,00	4,67	8,72	0,12	98,6	2,77	0,00	1,23	0,00	0,00	0,00	0,22	0,76	0,01	5,00
KAR10	Mag. Rim	61,2	0,00	23,5	0,07	0,01	0,02	5,22	8,57	0,15	98,8	2,75	0,00	1,24	0,00	0,00	0,00	0,25	0,75	0,01	5,00
KAR10	Mag. Rim	62,5	0,07	22,9	0,00	0,00	0,00	4,19	8,34	0,13	98,1	2,81	0,00	1,21	0,00	0,00	0,00	0,20	0,73	0,01	4,95
KAR10	Mag. Rim	62,0	0,00	23,4	0,08	0,01	0,00	5,03	8,57	0,05	99,1	2,77	0,00	1,23	0,00	0,00	0,00	0,24	0,74	0,00	4,99
KAR10	Mag. Rim	60,9	0,00	23,0	0,03	0,00	0,00	4,92	8,71	0,05	97,6	2,77	0,00	1,23	0,00	0,00	0,00	0,24	0,77	0,00	5,00

4.1.3 Biotite

Ech	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
Ik28a	C plane	38,9	1,33	18,5	19,1	0,36	5,05	0,04	0,22	9,96	93,5	2,99	0,08	1,68	1,23	0,02	0,58	0,00	0,03	0,98	7,60
Ik28a	C plane	35,4	0,11	18,7	21,4	0,54	7,04	0,00	0,08	9,06	92,3	2,81	0,01	1,75	1,42	0,04	0,83	0,00	0,01	0,92	7,78
Ik28a	C plane	35,6	1,17	20,2	22,1	0,37	5,54	0,00	0,04	8,52	93,5	2,77	0,07	1,85	1,44	0,02	0,64	0,00	0,01	0,85	7,66
Ik28a	C plane	35,4	1,44	19,9	21,4	0,42	6,07	0,00	0,03	9,25	93,9	2,75	0,08	1,82	1,40	0,03	0,70	0,00	0,01	0,92	7,71
Ik28a	C plane	36,6	1,03	21,8	19,8	0,34	5,17	0,00	0,09	8,42	93,2	2,81	0,06	1,97	1,27	0,02	0,59	0,00	0,01	0,82	7,57
Ik28a	C plane	37,7	0,85	22,2	17,6	0,27	4,78	0,00	0,09	9,32	92,8	2,88	0,05	2,00	1,12	0,02	0,54	0,00	0,01	0,91	7,53
Ik28a	C plane	37,0	0,87	21,6	19,4	0,33	5,24	0,00	0,08	8,26	92,8	2,84	0,05	1,96	1,25	0,02	0,60	0,00	0,01	0,81	7,54
Ik28a	Foliation	34,8	0,65	19,2	22,4	0,40	6,43	0,02	0,14	9,28	93,4	2,75	0,04	1,78	1,48	0,03	0,76	0,00	0,02	0,93	7,80
Ik28a	Foliation	34,8	1,83	18,1	22,4	0,16	6,04	0,05	0,12	9,31	92,7	2,77	0,11	1,70	1,49	0,01	0,72	0,00	0,02	0,95	7,76
Ik28a	Foliation	35,6	2,42	17,9	22,3	0,72	6,04	0,00	0,19	9,17	94,2	2,78	0,14	1,65	1,46	0,05	0,70	0,00	0,03	0,91	7,72
Ik28a	Foliation	36,6	2,11	20,2	21,1	0,52	5,68	0,01	0,12	8,90	95,2	2,79	0,12	1,81	1,35	0,03	0,64	0,00	0,02	0,87	7,63
Ik28a	Foliation	35,7	2,71	19,1	21,2	0,40	5,12	0,02	0,19	9,34	93,9	2,78	0,16	1,76	1,38	0,03	0,59	0,00	0,03	0,93	7,66
Ik28a	Foliation	35,3	1,74	18,0	22,2	0,46	6,28	0,00	0,13	9,14	93,2	2,79	0,10	1,68	1,46	0,03	0,74	0,00	0,02	0,92	7,74
Ik28a	Foliation	35,7	0,46	18,6	21,5	0,38	6,77	0,00	0,09	9,36	92,8	2,82	0,03	1,73	1,42	0,03	0,80	0,00	0,01	0,94	7,77
Ik28a	Foliation	36,6	2,79	19,5	21,1	0,32	5,03	0,00	0,11	9,18	94,6	2,81	0,16	1,77	1,35	0,02	0,58	0,00	0,02	0,90	7,60
Ik28a	Foliation	36,2	1,44	20,4	20,4	0,42	5,51	0,00	0,11	8,04	92,4	2,82	0,08	1,87	1,32	0,03	0,64	0,00	0,02	0,80	7,57
KAR05	Mag. Core	34,8	2,97	16,7	22,8	0,33	7,09	0,14	0,09	8,72	93,7	2,75	0,18	1,55	1,51	0,02	0,83	0,01	0,01	0,88	7,75
KAR05	Mag. Core	37,5	2,26	16,7	20,8	0,27	7,40	0,06	0,07	9,23	94,2	2,89	0,13	1,52	1,34	0,02	0,85	0,01	0,01	0,91	7,68
KAR05	Mag. Core	35,2	3,04	17,4	21,9	0,37	6,87	0,00	0,04	9,54	94,4	2,75	0,18	1,61	1,43	0,02	0,80	0,00	0,01	0,95	7,75
KAR05	Mag. Core	35,5	3,08	17,6	21,6	0,44	6,83	0,00	0,15	9,46	94,6	2,76	0,18	1,61	1,40	0,03	0,79	0,00	0,02	0,94	7,73
KAR05	Mag. Core	34,9	2,78	17,4	22,4	0,31	7,05	0,05	0,10	9,28	94,4	2,74	0,16	1,61	1,47	0,02	0,82	0,00	0,02	0,93	7,77
KAR05	Mag. Core	35,5	2,78	17,8	20,9	0,31	6,91	0,00	0,07	9,44	93,7	2,78	0,16	1,64	1,36	0,02	0,80	0,00	0,01	0,94	7,72
KAR05	Mag. Core	35,4	2,51	17,6	22,0	0,47	7,07	0,00	0,10	9,48	94,6	2,76	0,15	1,61	1,43	0,03	0,82	0,00	0,02	0,94	7,77
KAR05	Mag. Core	35,6	2,88	17,3	21,7	0,37	7,13	0,05	0,06	9,51	94,6	2,77	0,17	1,59	1,41	0,02	0,83	0,00	0,01	0,94	7,74
KAR05	Mag. Core	36,3	2,51	16,6	20,2	0,23	7,22	0,00	0,09	9,94	93,1	2,85	0,15	1,53	1,33	0,02	0,85	0,00	0,01	1,00	7,74
KAR05	Mag. Core	36,4	2,84	16,7	20,8	0,35	7,13	0,15	0,04	9,00	93,4	2,84	0,17	1,54	1,36	0,02	0,83	0,01	0,01	0,90	7,67
KAR05	Mag. Core	35,5	2,83	17,3	21,1	0,38	6,80	0,00	0,06	9,09	93,0	2,79	0,17	1,60	1,39	0,03	0,80	0,00	0,01	0,91	7,70
KAR05	Mag. Core	35,4	3,00	17,4	22,3	0,46	6,95	0,00	0,02	9,52	95,0	2,75	0,18	1,59	1,45	0,03	0,81	0,00	0,00	0,94	7,75
KAR10	C plane	35,2	3,21	18,9	20,9	0,47	4,73	0,04	0,11	9,84	93,4	2,76	0,19	1,75	1,37	0,03	0,55	0,00	0,02	0,99	7,67
KAR10	C plane	35,9	3,51	17,9	20,8	0,35	5,07	0,02	0,20	9,34	93,0	2,82	0,21	1,66	1,36	0,02	0,59	0,00	0,03	0,94	7,63
KAR10	C plane	35,8	1,39	19,6	21,4	0,47	5,79	0,01	0,06	9,46	93,9	2,79	0,08	1,80	1,39	0,03	0,67	0,00	0,01	0,94	7,71
KAR10	C plane	35,1	3,12	17,1	22,1	0,46	5,57	0,07	0,23	8,93	92,6	2,79	0,19	1,60	1,47	0,03	0,66	0,01	0,04	0,91	7,69
KAR10	C plane	34,9	2,01	18,2	21,4	0,41	5,98	0,00	0,13	9,61	92,7	2,77	0,12	1,71	1,42	0,03	0,71	0,00	0,02	0,97	7,75
KAR10	C plane	34,4	2,20	18,0	21,9	0,31	5,48	0,06	0,25	9,37	92,0	2,76	0,13	1,70	1,47	0,02	0,66	0,00	0,04	0,96	7,75
KAR10	C plane	36,1	2,65	18,8	22,1	0,47	4,91	0,11	0,34	8,82	94,3	2,80	0,15	1,72	1,43	0,03	0,57	0,01	0,05	0,87	7,64
KAR10	C plane	35,8	2,28	18,0	21,3	0,40	5,79	0,05	0,13	9,27	93,0	2,82	0,14	1,67	1,41	0,03	0,68	0,00	0,02	0,93	7,69
KAR10	C plane	34,6	2,13	17,6	22,4	0,48	5,98	0,00	0,09	9,35	92,6	2,76	0,13	1,66	1,50	0,03	0,71	0,00	0,01	0,95	7,76
KAR10	C plane	34,9	2,05	18,1	22,7	0,52	5,60	0,01	0,26	9,29	93,4	2,76	0,12	1,69	1,50	0,03	0,66	0,00	0,04	0,94	7,76
KAR10	C plane	35,0	2,48	17,9	21,9	0,39	5,41	0,05	0,13	9,49	92,7	2,78	0,15	1,68	1,46	0,03	0,64	0,00	0,02	0,96	7,72
KAR10	C plane	34,9	2,48	17,9	22,5	0,70	5,51	0,00	0,15	9,03	93,1	2,77	0,15	1,67	1,49	0,05	0,65	0,00	0,02	0,91	7,72
KAR10	C plane	35,0	2,46	17,5	23,1	0,60	6,28	0,04	0,07	9,23	94,3	2,75	0,15	1,62	1,52	0,04	0,74	0,00	0,01	0,93	7,76
KAR10	C plane	36,1	2,12	18,4	21,5	0,43	5,95	0,02	0,13	9,11	93,7	2,82	0,12	1,69	1,40	0,03	0,69	0,00	0,02	0,91	7,68
KAR10	Mag. Core	34,9	2,35	18,3	23,2	0,53	5,96	0,00	0,13	9,34	94,7	2,73	0,14	1,69	1,52	0,04	0,70	0,00	0,02	0,93	7,76
KAR10	Mag. Core	34,1	3,14	18,2	21,5	0,48	5,54	0,02	0,09	9,19	92,2	2,72	0,19	1,71	1,44	0,03	0,66	0,00	0,01	0,94	7,71
KAR10	Mag. Core	33,6	3,05	17,9	23,8	0,50	5,57	0,00	0,15	9,22	93,7	2,68	0,18	1,68	1,59	0,03	0,66	0,00	0,02	0,94	7,78
KAR10	Mag. Core	33,8	3,14	17,4	23,1	0,63	5,65	0,06	0,07	8,94	92,8	2,71	0,19	1,64	1,55	0,04	0,68	0,01	0,01	0,91	7,74
KAR10	Mag. Core	34,7	2,48	18,1	23,8	0,52	5,90	0,01	0,11	9,52	95,2	2,72	0,15	1,67	1,56	0,03	0,69	0,00	0,02	0,95	7,79
KAR10	Mag. Core	34,4	2,44	18,3	23,7	0,74	5,90	0,04	0,10	9,33	95,0	2,70	0,14	1,69	1,56	0,05	0,69	0,00	0,02	0,93	7,79
KAR10	Mag. Core	34,0	2,80	18,1	23,9	0,38	5,74	0,03	0,10	9,49	94,5	2,69	0,17	1,68	1,58	0,03	0,68	0,00	0,02	0,96	7,79
KAR10	Mag. Core	34,2	3,31	17,2	22,4	0,62	5,50	0,00	0,13	9,33	92,6	2,74	0,20	1,62	1,50	0,04	0,66	0,00	0,02	0,95	7,74
KAR10	Mag. Core	34,0	3,13	18,0	23,1	0,47	5,61	0,00	0,18	8,91	93,4	2,70	0,19	1,69	1,54	0,03	0,66	0,00	0,03	0,90	7,74
KAR10	Mag. Core	34,7	2,94	17,7	23,1	0,67	5,67	0,00	0,12	9,19	94,1	2,74	0,17	1,65	1,52	0,04	0,67	0,00	0,02	0,93	7,74
KAR10	Mag. Core	34,2	3,07	17,4	23,1	0,71	5,62	0,03	0,11	9,17	93,5	2,73	0,18	1,63	1,54	0,05	0,67	0,00	0,02	0,93	7,75
KAR10	Mag. Core	33,7	3,01	18,0	22,6	0,62	5,77	0,00	0,16	9,48	93,3	2,68	0,18	1,69	1,51	0,04	0,69	0,00	0,02	0,96	7,78
KAR10	Foliation	34,4	2,88	17,0	23,4	0,66	5,59	0,08	0,11	9,41	93,5	2,74	0,17	1,60	1,56	0,04	0,67	0,01	0,02	0,96	7,77
KAR10	Foliation	34,3	3,06	17,5	22,4	0,61	5,50	0,02	0,04	9,26	92,7	2,74	0,18	1,65	1,50	0,04	0,66	0,00	0,01	0,95	7,73
KAR10	Foliation	34,1	2,97	18,3	23,1	0,58	5,70	0,03	0,12	9,20	94,0	2,69	0,18	1,70	1,52	0,04	0,67	0,00	0,02	0,93	7,75
KAR10	Foliation	34,4	2,64	17,2	23,8	0,54	5,68	0,00	0,10	9,16	93,4	2,74	0,16	1,61	1,59	0,04	0,68	0,00	0,01	0,93	7,77
KAR10	Foliation	34,8	2,24	18,7	22,5	0,12	5,79	0,09	0,05	8,61	92,9	2,75	0,13	1,74	1,49	0,01	0,68	0,01	0,01	0,87	7,68
KAR10	Foliation	34,1	2,34	17,5	22,7	0,53	6,07	0,02	0,10	8,89	92,2	2,74	0,14	1,66	1,52	0,04	0,73	0,00	0,02	0,91	7,75
KAR10	Foliation	34,5	2,71	17,7	23,2	0,42	5,94	0,07	0,15	9,00	93,6	2,73	0,16	1,65	1,54	0,03	0,70	0,01	0,02	0,91	7,75
KAR10	Foliation	35,2	2,67	18,2	21,8	0,46	5,92	0,00	0,11	9,79	94,1	2,76	0,16	1,68	1,43	0,03	0,69	0,00	0,02	0,98	7,74
KAR10	Foliation	34,7	2,45	17,2	22,1	0,34	6,04	0,05	0,12	9,28	92,2	2,78	0,15	1,62	1,48	0,02	0,72	0,00	0,02	0,95	7,75
KAR10	Foliation	34,5	2,74	17,5	23,9	0,57	5,91	0,00	0,10	9,73	94,9	2,72	0,16	1,62	1,58	0,04	0,69	0,00	0,01	0,98	7,81
KAR10	Foliation	34,2	2,63	17,7	22,7	0,59	5,88	0,00	0,10	8,95	92,8	2,73	0,16	1,67	1,51	0,04	0,70	0,00	0,02	0,91	7,74
KAR10	Foliation	34,7	2,82	18,2	23,0	0,53	5,71	0,00	0,11	9,66	94,7	2,72	0,17	1,68	1,51	0,04	0,67	0,00	0,02	0,97	7,76

4.1.4 Muscovite

Ech	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
Ik28a	C plane	47,8	0,70	31,8	3,07	0,05	1,39	0,01	0,21	9,61	94,6	3,21	0,04	2,51	0,17	0,00	0,14	0,00	0,03	0,82	6,92
Ik28a	C plane	46,2	0,26	31,7	2,32	0,00	1,17	0,00	0,22	10,47	92,3	3,19	0,01	2,58	0,13	0,00	0,12	0,00	0,03	0,92	6,98
Ik28a	C plane	47,0	0,91	31,2	3,10	0,03	1,28	0,01	0,11	10,14	93,8	3,20	0,05	2,50	0,18	0,00	0,13	0,00	0,01	0,88	6,95
Ik28a	C plane	46,4	0,49	31,1	4,11	0,03	1,51	0,00	0,18	9,77	93,6	3,18	0,03	2,51	0,24	0,00	0,15	0,00	0,02	0,85	6,98
Ik28a	C plane	46,7	0,20	32,3	2,43	0,02	1,11	0,01	0,24	10,37	93,4	3,19	0,01	2,59	0,14	0,00	0,11	0,00	0,03	0,90	6,97
Ik28a	C plane	46,4	0,22	32,4	1,94	0,00	1,18	0,00	0,16	10,22	92,6	3,18	0,01	2,62	0,11	0,00	0,12	0,00	0,02	0,89	6,96
Ik28a	C plane	45,4	0,21	31,6	4,33	0,00	1,62	0,00	0,16	10,24	93,6	3,13	0,01	2,56	0,25	0,00	0,17	0,00	0,02	0,90	7,04
Ik28a	C plane	45,5	0,47	32,6	2,90	0,00	1,27	0,00	0,21	10,61	93,6	3,12	0,02	2,63	0,17	0,00	0,13	0,00	0,03	0,93	7,02
Ik28a	C plane	46,3	0,32	32,1	2,55	0,06	1,28	0,00	0,17	10,67	93,4	3,17	0,02	2,58	0,15	0,00	0,13	0,00	0,02	0,93	7,00
Ik28a	C plane	46,9	0,22	32,9	2,15	0,06	1,20	0,01	0,20	10,03	93,7	3,17	0,01	2,63	0,12	0,00	0,12	0,00	0,03	0,86	6,95
Ik28a	C plane	46,7	0,23	32,2	2,00	0,00	1,22	0,00	0,11	10,06	92,5	3,20	0,01	2,60	0,11	0,00	0,12	0,00	0,01	0,88	6,94
Ik28a	C plane	46,6	0,19	32,6	3,08	0,12	1,37	0,02	0,21	10,55	94,7	3,15	0,01	2,60	0,17	0,01	0,14	0,00	0,03	0,91	7,01
Ik28a	C plane	46,6	0,31	33,9	2,31	0,06	1,00	0,03	0,21	10,41	94,8	3,13	0,02	2,68	0,13	0,00	0,10	0,00	0,03	0,89	6,98
Ik28a	C plane	44,4	0,52	30,6	5,89	0,12	2,25	0,00	0,12	9,96	93,8	3,08	0,03	2,50	0,34	0,01	0,23	0,00	0,02	0,88	7,09
Ik28a	C plane	45,8	0,31	33,0	2,52	0,00	1,11	0,00	0,17	9,81	92,8	3,14	0,02	2,66	0,14	0,00	0,11	0,00	0,02	0,86	6,95
Ik28a	C plane	46,8	0,46	32,8	1,65	0,00	1,01	0,00	0,15	10,43	93,4	3,18	0,02	2,62	0,09	0,00	0,10	0,00	0,02	0,90	6,95
Ik28a	C plane	46,6	0,33	31,5	1,94	0,07	1,27	0,00	0,19	10,75	92,7	3,20	0,02	2,55	0,11	0,00	0,13	0,00	0,03	0,94	6,99
Ik28a	C plane	46,2	0,39	31,7	2,20	0,00	1,01	0,00	0,23	10,29	92,0	3,19	0,02	2,58	0,13	0,00	0,10	0,00	0,03	0,91	6,96
Ik28a	C plane	46,1	0,43	31,8	2,54	0,10	1,42	0,00	0,25	10,44	93,0	3,16	0,02	2,57	0,15	0,01	0,15	0,00	0,03	0,91	7,00
Ik28a	C plane	46,9	0,54	32,0	1,74	0,00	1,14	0,00	0,18	10,27	92,8	3,21	0,03	2,57	0,10	0,00	0,12	0,00	0,02	0,90	6,94
Ik28a	C plane	46,6	0,22	32,6	2,04	0,10	1,22	0,00	0,20	9,87	92,9	3,18	0,01	2,62	0,12	0,01	0,12	0,00	0,03	0,86	6,94
Ik28a	C plane	48,6	0,37	31,6	2,42	0,03	1,23	0,00	0,23	10,21	94,7	3,25	0,02	2,50	0,14	0,00	0,12	0,00	0,03	0,87	6,93
Ik28a	C plane	46,3	0,29	31,9	2,30	0,11	1,31	0,00	0,25	10,12	92,6	3,18	0,02	2,59	0,13	0,01	0,13	0,00	0,03	0,89	6,97
Ik28a	C plane	46,9	0,37	31,3	2,77	0,05	1,36	0,00	0,22	9,95	92,9	3,21	0,02	2,53	0,16	0,00	0,14	0,00	0,03	0,87	6,96
Ik28a	C plane	46,9	0,45	32,4	2,25	0,00	1,29	0,00	0,46	9,44	93,2	3,18	0,02	2,60	0,13	0,00	0,13	0,00	0,06	0,82	6,94
Ik28a	C plane	46,0	0,33	31,9	2,19	0,00	1,29	0,00	0,23	9,95	92,0	3,18	0,02	2,60	0,13	0,00	0,13	0,00	0,03	0,88	6,96
Ik28a	Mag. Core	45,1	1,15	33,1	1,57	0,00	0,68	0,00	0,50	10,24	92,3	3,11	0,06	2,68	0,09	0,00	0,07	0,00	0,07	0,90	6,98
Ik28a	Mag. Core	44,9	1,31	32,6	1,53	0,00	0,66	0,00	0,53	10,67	92,2	3,11	0,07	2,66	0,09	0,00	0,07	0,00	0,07	0,94	7,00
Ik28a	Mag. Core	45,2	1,23	32,8	1,62	0,00	0,70	0,00	0,55	10,90	93,0	3,11	0,06	2,65	0,09	0,00	0,07	0,00	0,07	0,95	7,02
Ik28a	Mag. Core	44,9	1,25	32,9	1,44	0,00	0,69	0,03	0,67	10,60	92,5	3,10	0,07	2,67	0,08	0,00	0,07	0,00	0,09	0,93	7,01
Ik28a	Mag. Core	45,2	1,32	33,0	1,61	0,15	0,68	0,00	0,60	10,77	93,3	3,10	0,07	2,66	0,09	0,01	0,07	0,00	0,08	0,94	7,02
Ik28a	Mag. Core	44,8	1,31	33,3	1,37	0,12	0,67	0,00	0,60	10,55	92,7	3,08	0,07	2,70	0,08	0,01	0,07	0,00	0,08	0,93	7,01
Ik28a	Mag. Core	45,3	1,13	32,9	1,38	0,08	0,69	0,00	0,48	10,31	92,3	3,12	0,06	2,67	0,08	0,00	0,07	0,00	0,06	0,91	6,97
Ik28a	Mag. Core	45,1	1,00	32,4	1,44	0,00	0,68	0,02	0,61	10,70	92,0	3,13	0,05	2,65	0,08	0,00	0,07	0,00	0,08	0,95	7,01
Ik28a	Mag. Core	45,1	1,21	32,9	1,47	0,09	0,71	0,00	0,62	10,41	92,5	3,10	0,06	2,67	0,08	0,01	0,07	0,00	0,08	0,91	7,00
Ik28a	Mag. Core	45,0	1,11	33,1	1,12	0,00	0,75	0,00	0,61	10,54	92,2	3,10	0,06	2,69	0,06	0,00	0,08	0,00	0,08	0,93	7,00
Ik28a	Foliation	45,9	0,93	34,1	1,80	0,03	0,72	0,00	0,34	10,09	93,9	3,10	0,05	2,71	0,10	0,00	0,07	0,00	0,04	0,87	6,95
Ik28a	Foliation	45,0	1,03	34,2	1,48	0,00	0,71	0,00	0,45	9,38	92,3	3,08	0,05	2,76	0,08	0,00	0,07	0,00	0,06	0,82	6,93
Ik28a	Foliation	45,8	0,96	34,3	1,36	0,09	0,74	0,00	0,40	9,94	93,5	3,10	0,05	2,73	0,08	0,01	0,08	0,00	0,05	0,86	6,94
Ik28a	Foliation	46,1	1,29	34,6	0,87	0,13	0,55	0,00	0,50	9,36	93,4	3,10	0,07	2,75	0,05	0,01	0,05	0,00	0,07	0,80	6,89
Ik28a	Foliation	46,0	0,89	33,8	1,39	0,00	0,61	0,00	0,40	9,52	92,6	3,13	0,05	2,71	0,08	0,00	0,06	0,00	0,05	0,83	6,91
Ik28a	Foliation	46,1	0,88	33,7	1,49	0,21	0,65	0,00	0,30	10,54	93,9	3,12	0,04	2,69	0,08	0,01	0,07	0,00	0,04	0,91	6,96
Ik28a	Foliation	46,6	1,14	34,6	1,46	0,02	0,73	0,00	0,38	9,77	94,7	3,11	0,06	2,72	0,08	0,00	0,07	0,00	0,05	0,83	6,92
Ik28a	Foliation	46,0	0,77	34,0	1,77	0,09	0,69	0,00	0,27	10,12	93,7	3,11	0,04	2,71	0,10	0,00	0,07	0,00	0,04	0,87	6,95
Ik28a	Foliation	46,1	0,84	33,4	1,45	0,00	0,81	0,00	0,34	10,02	92,9	3,14	0,04	2,68	0,08	0,00	0,08	0,00	0,04	0,87	6,94
Ik28a	Foliation	46,6	0,72	33,3	1,45	0,07	0,84	0,00	0,25	8,90	92,1	3,17	0,04	2,67	0,08	0,00	0,08	0,00	0,03	0,77	6,86
Ik28a	Foliation	46,0	0,73	33,5	1,72	0,00	0,83	0,00	0,13	9,33	92,2	3,14	0,04	2,69	0,10	0,00	0,08	0,00	0,02	0,81	6,89
Ik28a	Foliation	45,6	1,01	33,8	1,36	0,01	0,72	0,00	0,36	10,09	93,0	3,10	0,05	2,72	0,08	0,00	0,07	0,00	0,05	0,88	6,95
Ik28a	Foliation	46,1	0,99	33,8	1,88	0,12	0,77	0,00	0,27	9,84	93,7	3,11	0,05	2,69	0,11	0,01	0,08	0,00	0,04	0,85	6,93
Ik28a	Foliation	45,8	0,55	33,1	2,31	0,00	1,00	0,04	0,13	9,38	92,2	3,14	0,03	2,67	0,13	0,00	0,10	0,00	0,02	0,82	6,91
KAR04	C plane	49,1	0,43	32,4	2,33	0,00	1,26	0,00	0,16	10,22	95,8	3,24	0,02	2,52	0,13	0,00	0,12	0,00	0,02	0,86	6,92
KAR04	C plane	46,4	0,96	33,5	1,38	0,00	0,67	0,00	0,35	9,56	92,8	3,15	0,05	2,68	0,08	0,00	0,07	0,00	0,05	0,83	6,90
KAR04	C plane	47,0	0,99	33,5	1,60	0,09	0,67	0,00	0,40	9,84	94,1	3,16	0,05	2,65	0,09	0,01	0,07	0,00	0,05	0,84	6,92
KAR04	C plane	46,5	1,02	33,5	1,84	0,08	0,72	0,00	0,50	10,45	94,7	3,13	0,05	2,66	0,10	0,00	0,07	0,00	0,07	0,90	6,97
KAR04	C plane	46,3	1,23	33,6	1,43	0,05	0,63	0,00	0,51	10,50	94,3	3,12	0,06	2,67	0,08	0,00	0,06	0,00	0,07	0,90	6,97
KAR04	C plane	46,5	0,92	33,3	1,40	0,04	0,59	0,02	0,59	10,39	93,8	3,15	0,05	2,66	0,08	0,00	0,06	0,00	0,08	0,90	6,97
KAR04	C plane	47,0	1,15	33,2	1,83	0,00	0,73	0,00	0,33	10,59	94,9	3,15	0,06	2,62	0,10	0,00	0,07	0,00	0,04	0,90	6,95
KAR04	C plane	47,5	0,35	32,9	1,74	0,03	1,02	0,00	0,25	11,17	95,0	3,18	0,02	2,60	0,10	0,00	0,10	0,00	0,03	0,96	6,99
KAR04	C plane	47,2	0,86	32,4	1,82	0,00	0,93	0,00	0,25	10,49	93,9	3,19	0,04	2,58	0,10	0,00	0,09	0,00	0,03	0,90	6,95
KAR04	C plane	47,3	0,77	32,0	1,79	0,00	0,98	0,00	0,34	9,96	93,1	3,21	0,04	2,56	0,10	0,00	0,10	0,00	0,04	0,86	6,92
KAR04	C plane	47,4	0,90	33,3	1,40	0,04	0,72	0,00	0,33	9,85	94,0	3,18	0,05	2,64	0,08	0,00	0,07	0,00	0,04	0,84	6,90
KAR04	C plane	47,5	0,88	33,5	1,51	0,01	0,71	0,01	0,38	10,35	94,8	3,17	0,04	2,63	0,08	0,00	0,07	0,00	0,05	0,88	6,93
KAR04	C plane	47,0	0,16	33,0	2,08	0,04	1,00	0,00	0,28	11,12	94,7	3,17	0,01	2,62	0,12	0,00	0,10	0,00	0,04	0,96	7,01
KAR04	C plane	47,1	0,38	31,5	2,38	0,03	1,21	0,03	0,22	10,45	93,3	3,21	0,02	2,53	0,14	0,00	0,12	0,00	0,03	0,91	6,97
KAR04	C plane	47,8	0,54	32,3	2,07	0,00	1,11	0,02	0,25	9,90	93,9	3,22	0,03	2,56	0,12	0,00	0,11	0,00	0,03	0,85	6,92
KAR04	C plane	47,2	0,95	32,6	1,72	0,04	0,90	0,00	0,24	10,11	93,7	3,18	0,05	2,60	0,10	0,00	0,09	0,00	0,03	0,87	6,92
KAR04	C plane	46,7	0,34	32,3	1,83	0,00	0,90	0,01	0,21	9,95	92,2	3,20	0,02	2,61	0,10	0,00	0,09	0,00	0,03	0,87	6,93
KAR04	C plane	47,9	0,25	33,5	1,68	0,00	0,96	0,00	0,19	10,13	94,5	3,20	0,01	2,63	0,09	0,00	0,10	0,00	0,02	0,86	6,92
KAR04	C plane	47,6	0,29	33,0	2,29	0,09	0,97	0,03	0,28	9,78	94,3	3,19	0,01	2,61	0,13	0,00	0,10	0,00	0,04	0,84	6,92
KAR04	C plane	47,2	0,30	33,5	1,69	0,09	0,88	0,02	0,23	9,98	93,9	3,17	0,01	2,66	0,09	0,00	0,09	0,00	0,03	0,86	6,92
KAR04	C plane	47,8	0,13	33,4	1,71	0,04	0,98	0,03	0,27	9,75	94,1	3,20	0,01	2,63	0,10	0,00	0,10	0,00	0,04	0,83	6,91
KAR04	C plane	47,6	1,09	33,3	1,79	0,09	0,78	0,00	0,33	10,26	95,2	3,17	0,05	2,61	0,10	0,01	0,08	0,00	0,04	0,87	6,93

KAR04	C plane	47,5	0,53	31,6	3,19	0,00	1,16	0,00	0,18	9,75	94,0	3,22	0,03	2,52	0,18	0,00	0,12	0,00	0,02	0,84	6,93
KAR04	C plane	48,0	0,73	32,7	2,55	0,05	1,03	0,00	0,13	9,86	95,0	3,20	0,04	2,57	0,14	0,00	0,10	0,00	0,02	0,84	6,91
KAR04	C plane	46,8	0,72	32,1	2,31	0,03	0,95	0,02	0,17	9,97	93,1	3,19	0,04	2,58	0,13	0,00	0,10	0,00	0,02	0,87	6,93
KAR04	C plane	47,5	1,00	33,1	1,75	0,00	0,76	0,00	0,25	9,00	93,4	3,19	0,05	2,62	0,10	0,00	0,08	0,00	0,03	0,77	6,85
KAR04	C plane	48,0	1,03	33,7	1,70	0,09	0,70	0,00	0,38	10,22	95,9	3,17	0,05	2,62	0,09	0,00	0,07	0,00	0,05	0,86	6,92
KAR04	C plane	47,6	1,12	33,5	1,34	0,00	0,72	0,00	0,40	10,35	95,0	3,17	0,06	2,63	0,07	0,00	0,07	0,00	0,05	0,88	6,93
KAR04	C plane	46,9	0,70	33,3	1,67	0,15	0,72	0,00	0,32	10,05	93,9	3,16	0,04	2,65	0,09	0,01	0,07	0,00	0,04	0,86	6,93
KAR04	C plane	47,3	0,83	33,2	1,82	0,04	0,77	0,00	0,39	10,91	95,3	3,16	0,04	2,62	0,10	0,00	0,08	0,00	0,05	0,93	6,98
KAR04	C plane	46,7	0,57	32,3	2,07	0,14	0,96	0,03	0,30	10,65	93,8	3,18	0,03	2,59	0,12	0,01	0,10	0,00	0,04	0,92	6,98
KAR04	C plane	47,1	0,76	32,6	1,89	0,00	0,88	0,00	0,38	10,71	94,3	3,18	0,04	2,59	0,11	0,00	0,09	0,00	0,05	0,92	6,97
KAR04	C plane	46,9	0,78	33,5	1,89	0,00	0,89	0,00	0,32	10,80	95,0	3,14	0,04	2,64	0,11	0,00	0,09	0,00	0,04	0,92	6,98
KAR04	C plane	46,5	0,47	32,0	3,16	0,00	1,31	0,00	0,26	10,72	94,4	3,16	0,02	2,56	0,18	0,00	0,13	0,00	0,03	0,93	7,02
KAR04	C plane	45,7	0,93	32,7	2,00	0,00	0,90	0,03	0,25	9,86	92,3	3,14	0,05	2,64	0,11	0,00	0,09	0,00	0,03	0,86	6,94
KAR04	C plane	47,1	0,45	31,8	3,24	0,02	1,36	0,01	0,23	10,40	94,7	3,18	0,02	2,53	0,18	0,00	0,14	0,00	0,03	0,90	6,99
KAR04	C plane	48,0	0,30	32,5	2,72	0,00	1,17	0,04	0,22	10,65	95,6	3,20	0,01	2,56	0,15	0,00	0,12	0,00	0,03	0,91	6,97
KAR04	C plane	45,3	0,52	32,0	2,69	0,00	1,15	0,02	0,21	10,39	92,3	3,14	0,03	2,61	0,16	0,00	0,12	0,00	0,03	0,92	7,00
KAR04	Mag. core	47,0	1,09	33,6	1,59	0,00	0,74	0,02	0,37	10,27	94,6	3,15	0,05	2,65	0,09	0,00	0,07	0,00	0,05	0,88	6,94
KAR04	Mag. core	47,0	0,98	33,1	1,49	0,00	0,71	0,00	0,39	10,45	94,1	3,16	0,05	2,63	0,08	0,00	0,07	0,00	0,05	0,90	6,95
KAR04	Mag. core	47,1	0,76	33,5	1,94	0,00	0,74	0,00	0,34	10,64	95,0	3,15	0,04	2,64	0,11	0,00	0,07	0,00	0,04	0,91	6,96
KAR04	Mag. core	48,7	0,47	31,7	2,92	0,10	1,42	0,00	0,27	10,29	95,9	3,24	0,02	2,48	0,16	0,01	0,14	0,00	0,03	0,87	6,95
KAR04	Mag. core	46,4	1,11	33,2	1,44	0,10	0,65	0,00	0,34	9,71	92,9	3,15	0,06	2,66	0,08	0,01	0,07	0,00	0,04	0,84	6,91
KAR04	Mag. core	47,1	1,28	33,5	1,53	0,05	0,71	0,00	0,41	9,79	94,3	3,15	0,06	2,64	0,09	0,00	0,07	0,00	0,05	0,84	6,91
KAR04	Mag. core	47,5	0,94	34,0	1,35	0,15	0,72	0,00	0,33	10,06	95,1	3,15	0,05	2,66	0,07	0,01	0,07	0,00	0,04	0,85	6,91
KAR04	Mag. core	48,2	0,59	33,8	1,55	0,14	0,89	0,00	0,29	9,81	95,3	3,19	0,03	2,64	0,09	0,01	0,09	0,00	0,04	0,83	6,90
KAR04	Mag. core	47,4	1,01	33,3	1,61	0,16	0,82	0,00	0,36	10,21	94,8	3,17	0,05	2,62	0,09	0,01	0,08	0,00	0,05	0,87	6,93
KAR04	Mag. core	47,0	0,98	33,8	1,43	0,00	0,72	0,00	0,49	10,20	94,7	3,14	0,05	2,67	0,08	0,00	0,07	0,00	0,06	0,87	6,94
KAR04	Mag. core	45,9	0,71	32,8	1,54	0,00	0,71	0,00	0,45	10,16	92,3	3,16	0,04	2,65	0,09	0,00	0,07	0,00	0,06	0,89	6,96
KAR04	Mag. core	46,6	0,45	33,1	1,61	0,00	0,79	0,00	0,46	10,28	93,3	3,17	0,02	2,65	0,09	0,00	0,08	0,00	0,06	0,89	6,96
KAR04	Mag. core	45,8	1,12	33,1	1,41	0,00	0,67	0,00	0,33	9,50	92,0	3,14	0,06	2,68	0,08	0,00	0,07	0,00	0,04	0,83	6,90
KAR04	Mag. core	45,3	0,82	33,3	1,81	0,14	0,75	0,00	0,35	10,19	92,7	3,11	0,04	2,69	0,10	0,01	0,08	0,00	0,05	0,89	6,97
KAR04	Mag. core	47,3	0,72	33,6	1,70	0,00	0,69	0,00	0,40	10,38	94,7	3,16	0,04	2,65	0,10	0,00	0,07	0,00	0,05	0,89	6,95
KAR04	Mag. core	45,1	0,96	33,6	1,40	0,00	0,69	0,00	0,40	10,51	92,6	3,09	0,05	2,72	0,08	0,00	0,07	0,00	0,05	0,92	6,99
KAR04	Mag. core	45,2	0,40	30,9	3,80	0,22	1,54	0,00	0,18	10,49	92,7	3,14	0,02	2,53	0,22	0,01	0,16	0,00	0,02	0,93	7,05
KAR04	Mag. core	45,8	0,91	31,3	2,15	0,02	1,17	0,00	0,19	10,84	92,4	3,17	0,05	2,55	0,12	0,00	0,12	0,00	0,03	0,96	7,00
KAR04	Mag. core	46,2	0,75	30,9	3,07	0,07	1,33	0,00	0,18	9,78	92,3	3,19	0,04	2,52	0,18	0,00	0,14	0,00	0,02	0,86	6,95
KAR04	Mag. core	45,6	1,11	33,2	1,38	0,00	0,65	0,02	0,46	10,42	92,8	3,12	0,06	2,68	0,08	0,00	0,07	0,00	0,06	0,91	6,97
KAR04	Mag. core	45,4	0,92	33,2	1,85	0,09	0,72	0,00	0,31	10,27	92,7	3,11	0,05	2,68	0,11	0,00	0,07	0,00	0,04	0,90	6,97
KAR04	Mag. core	47,4	0,93	33,5	1,46	0,07	0,73	0,00	0,32	10,09	94,5	3,17	0,05	2,64	0,08	0,00	0,07	0,00	0,04	0,86	6,92
KAR10	C plane	47,2	0,25	31,7	3,04	0,08	1,30	0,02	0,18	9,54	93,3	3,21	0,01	2,54	0,17	0,00	0,13	0,00	0,02	0,83	6,93
KAR10	C plane	47,1	0,38	31,6	2,46	0,00	1,23	0,09	0,21	9,52	92,6	3,22	0,02	2,55	0,14	0,00	0,13	0,01	0,03	0,83	6,92
KAR10	C plane	45,4	0,12	31,4	3,48	0,20	1,48	0,03	0,23	10,08	92,4	3,15	0,01	2,57	0,20	0,01	0,15	0,00	0,03	0,89	7,02
KAR10	C plane	46,8	0,62	32,2	2,15	0,11	1,05	0,00	0,23	10,82	93,9	3,18	0,03	2,57	0,12	0,01	0,11	0,00	0,03	0,94	6,99
KAR10	C plane	47,2	0,13	31,7	2,28	0,00	1,21	0,02	0,28	10,19	93,0	3,22	0,01	2,55	0,13	0,00	0,12	0,00	0,04	0,89	6,96
KAR10	C plane	46,7	0,23	33,3	2,57	0,04	1,09	0,00	0,15	10,54	94,6	3,14	0,01	2,64	0,15	0,00	0,11	0,00	0,02	0,91	6,98
KAR10	C plane	46,9	0,23	31,9	3,11	0,01	1,07	0,01	0,21	9,75	93,1	3,20	0,01	2,56	0,18	0,00	0,11	0,00	0,03	0,85	6,94
KAR10	C plane	47,6	0,40	33,0	1,93	0,02	1,02	0,01	0,23	10,42	94,6	3,19	0,02	2,60	0,11	0,00	0,10	0,00	0,03	0,89	6,95
KAR10	C plane	47,7	0,25	30,4	2,80	0,14	1,49	0,09	0,15	9,25	92,3	3,27	0,01	2,46	0,16	0,01	0,15	0,01	0,02	0,81	6,90
KAR10	C plane	47,2	0,31	31,3	3,14	0,10	1,38	0,00	0,21	10,46	94,1	3,21	0,02	2,51	0,18	0,01	0,14	0,00	0,03	0,91	6,99
KAR10	C plane	46,1	0,89	31,5	1,98	0,03	1,09	0,00	0,25	10,19	92,0	3,18	0,05	2,56	0,11	0,00	0,11	0,00	0,03	0,90	6,95
KAR10	C plane	46,3	0,65	31,4	2,05	0,09	1,15	0,00	0,23	10,17	92,0	3,19	0,03	2,56	0,12	0,01	0,12	0,00	0,03	0,90	6,96
KAR10	C plane	45,7	1,07	33,0	2,08	0,15	0,93	0,00	0,28	10,06	93,3	3,12	0,05	2,65	0,12	0,01	0,09	0,00	0,04	0,87	6,96
KAR10	C plane	46,9	0,83	31,4	2,54	0,00	1,14	0,00	0,17	9,59	92,6	3,21	0,04	2,53	0,15	0,00	0,12	0,00	0,02	0,84	6,91
KAR10	C plane	46,5	0,56	31,0	2,40	0,00	1,20	0,00	0,18	10,26	92,1	3,21	0,03	2,53	0,14	0,00	0,12	0,00	0,02	0,90	6,96
KAR10	Mag. core	47,2	0,76	32,8	1,93	0,06	0,89	0,00	0,27	9,19	93,2	3,19	0,04	2,61	0,11	0,00	0,09	0,00	0,04	0,79	6,88
KAR10	Mag. core	45,1	0,82	34,0	1,51	0,00	0,54	0,00	0,55	9,69	92,2	3,09	0,04	2,75	0,09	0,00	0,06	0,00	0,07	0,85	6,95
KAR10	Mag. core	47,2	0,92	34,1	1,53	0,02	0,68	0,00	0,52	10,40	95,4	3,14	0,05	2,67	0,08	0,00	0,07	0,00	0,07	0,88	6,96
KAR10	Mag. core	46,9	0,81	33,5	1,58	0,00	0,65	0,00	0,45	9,98	93,8	3,16	0,04	2,66	0,09	0,00	0,06	0,00	0,06	0,86	6,93
KAR10	Mag. core	46,7	0,72	32,8	1,87	0,07	0,68	0,00	0,41	10,51	93,8	3,17	0,04	2,62	0,11	0,00	0,07	0,00	0,05	0,91	6,97
KAR10	Mag. core	47,2	1,12	33,3	1,51	0,03	0,66	0,03	0,45	10,37	94,7	3,16	0,06	2,63	0,08	0,00	0,07	0,00	0,06	0,89	6,94
KAR10	Mag. core	46,4	1,03	33,2	1,65	0,00	0,75	0,00	0,34	10,98	94,3	3,14	0,05	2,64	0,09	0,00	0,08	0,00	0,04	0,95	6,99
KAR10	Mag. core	46,9	1,09	33,7	1,44	0,00	0,73	0,00	0,57	10,02	94,5	3,14	0,05	2,66	0,08	0,00	0,07	0,00	0,07	0,86	6,94
KAR10	Mag. core	47,0	1,09	33,6	1,02	0,00	0,71	0,00	0,59	9,97	94,0	3,15	0,05	2,66	0,06	0,00	0,07	0,00	0,08	0,85	6,93
KAR10	Mag. core	47,2	1,35	33,3	1,27	0,13	0,64	0,00	0,59	10,07	94,6	3,16	0,07	2,63	0,07	0,01	0,06	0,00	0,08	0,86	6,93
KAR10	Mag. core	46,4	1,13	33,4	1,33	0,00	0,65	0,00	0,63	10,37	93,9	3,13	0,06	2,66	0,07	0,00	0,07	0,00	0,08	0,89	6,97
KAR10	Mag. core	46,0	0,85	34,4	1,05	0,00	0,61	0,00	0,64	10,02	93,6	3,10	0,04	2,74	0,06	0,00	0,06	0,00	0,08	0,86	6,96
KAR10	Mag. core	47,2	0,69	32,8	1,69	0,10	1,00	0,00	0,32	9,90	93,7	3,18	0,04	2,61	0,10	0,01	0,10	0,00	0,04	0,85	6,92
KAR10	Mag. core	46,4	1,04	33,9	1,45	0,07	0,71	0,00	0,48	10,23	94,4	3,12	0,05	2,69	0,08	0,00	0,07	0,00	0,06	0,88	6,95
KAR10	Mag. core	46,8	0,98	33,7	1,75	0,00	0,67	0,00	0,54	10,84	95,3	3,13	0,05	2,65	0,10	0,00	0,07	0,00	0,07	0,92	6,99
KAR10	Mag. core	45,6	0,77	34,0	1,28	0,04	0,57	0,00	0,65	10,24	93,1	3,10	0,04	2,73	0,07	0,00	0,06	0,00	0,09	0,89	6,98
KAR10	Mag. core	47,1	1,35	33,6	1,30	0,00	0,70	0,00	0,62	10,05	94,8	3,14	0,07	2,64	0,07	0,00	0,07	0,00	0,08	0,86	6,93
KAR10	Mag. core	47,1	0,66	34,1	1,19	0,03	0,67	0,00	0,69	9,87	94,3	3,15	0,03	2,69	0,07	0,00	0,07	0,00	0,09	0,84	6,94
KAR10	Mag. core	46,9	1,06	34,0	1,31	0,03	0,66	0,00	0,58	10,36	94,9	3,13	0,05	2,67	0,07	0,00	0,07	0,00	0,08	0,88	6,96
KAR10	Mag. core	46,9	1,00	33,5	1,64	0,04	0,83	0,00	0,32	10,85	95,0	3,14	0,05	2,64	0,09	0,00	0,08	0,00	0,04	0,93	6,97
KAR10	Foliation	45,7	0,82	33,7	1,65	0,03	0,76	0,02	0,23	11,13	94,1	3,10	0,04	2,70	0,09	0,00	0,08	0,00	0,03	0,96	7,01
KAR10	Foliation	45,5	1,01	33,5	1,76	0,03	0,80	0,00	0,30	9,30	92,2	3,11	0,05	2,71	0,10	0,00	0,08	0,00	0,04	0,81	6,91
KAR10	Foliation	45,2	0,83	34,2	1,88	0,03	0,74	0,00	0,32	9,63	92,8	3,08	0,04	2,75	0,11	0,00	0,07	0,00	0,04	0,84	6,94
KAR10	Foliation	45,6	0,67	34,2	1,96	0,00	0,82	0,00	0,32	10,08	93,6	3,09	0,03	2,73	0,11	0,00	0,08	0,00	0,04	0,87	6,96
KAR10	Foliation	46,5	0,85	33,0	1,69	0,13	0,87	0,06	0,19	9,24	92,5	3,16	0,04	2,65	0,10	0,01	0,09	0,00	0,02	0,80	6,88
KAR10	Foliation	46,6	0,81	33,5	1,71	0,00	0,79	0,00	0,18	9,40	93,0	3,16	0,04	2,67	0,10	0,00	0,08	0,00	0,02	0,81	6,88

KAR10	Foliation	46,3	1,09	34,1	1,77	0,00	0,67	0,05	0,27	8,94	93,2	3,12	0,06	2,71	0,10	0,00	0,07	0,00	0,04	0,77	6,87
KAR10	Foliation	45,8	1,05	33,9	1,45	0,01	0,67	0,00	0,32	9,59	92,7	3,11	0,05	2,72	0,08	0,00	0,07	0,00	0,04	0,83	6,91
KAR10	Foliation	46,6	0,81	34,0	1,84	0,05	0,79	0,00	0,26	9,43	93,7	3,13	0,04	2,70	0,10	0,00	0,08	0,00	0,03	0,81	6,90
KAR10	Foliation	47,5	0,50	32,6	1,91	0,00	1,19	0,00	0,18	10,23	94,1	3,19	0,03	2,59	0,11	0,00	0,12	0,00	0,02	0,88	6,94
KAR10	Foliation	46,9	0,65	32,1	1,89	0,12	1,20	0,00	0,18	9,84	92,8	3,20	0,03	2,58	0,11	0,01	0,12	0,00	0,02	0,86	6,92
KAR10	Foliation	47,2	0,50	33,0	1,82	0,07	1,05	0,00	0,24	10,08	94,0	3,18	0,03	2,62	0,10	0,00	0,11	0,00	0,03	0,87	6,93
KAR05	Mag. core	46,5	1,32	36,5	1,24	0,03	0,79	0,00	0,52	10,08	96,9	3,03	0,07	2,80	0,07	0,00	0,08	0,00	0,07	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,4	1,44	36,3	1,24	0,03	0,77	0,00	0,51	10,16	96,8	3,03	0,07	2,80	0,07	0,00	0,07	0,00	0,06	0,85	6,95
KAR05	Mag. core	46,4	1,41	36,2	1,29	0,03	0,76	0,00	0,53	10,19	96,9	3,03	0,07	2,79	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,85	6,96
KAR05	Mag. core	46,4	1,44	36,3	1,25	0,02	0,75	0,00	0,46	10,19	96,8	3,04	0,07	2,79	0,07	0,00	0,07	0,00	0,06	0,85	6,95
KAR05	Mag. core	46,0	1,33	36,6	1,23	0,04	0,67	0,00	0,52	10,06	96,4	3,02	0,07	2,83	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,84	6,96
KAR05	Mag. core	46,4	0,98	36,4	1,22	0,02	0,73	0,00	0,54	10,10	96,4	3,04	0,05	2,81	0,07	0,00	0,07	0,00	0,07	0,85	6,96
KAR05	Mag. core	46,2	1,01	36,5	1,28	0,02	0,75	0,00	0,50	10,17	96,5	3,03	0,05	2,82	0,07	0,00	0,07	0,00	0,06	0,85	6,96
KAR05	Mag. core	46,6	1,02	36,6	1,25	0,01	0,77	0,00	0,50	10,08	96,8	3,04	0,05	2,82	0,07	0,00	0,08	0,00	0,06	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,5	1,18	36,4	1,26	0,01	0,77	0,00	0,47	10,08	96,7	3,04	0,06	2,80	0,07	0,00	0,08	0,00	0,06	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,6	1,25	36,7	1,26	0,03	0,79	0,00	0,48	10,09	97,2	3,03	0,06	2,81	0,07	0,00	0,08	0,00	0,06	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,6	1,31	36,2	1,23	0,02	0,78	0,00	0,51	10,17	96,8	3,04	0,06	2,79	0,07	0,00	0,08	0,00	0,06	0,85	6,95
KAR05	Mag. core	46,4	1,32	36,4	1,24	0,02	0,76	0,00	0,51	10,09	96,7	3,03	0,06	2,81	0,07	0,00	0,07	0,00	0,06	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,5	1,29	36,5	1,25	0,03	0,78	0,00	0,52	10,08	97,0	3,03	0,06	2,81	0,07	0,00	0,08	0,00	0,07	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,6	1,19	36,0	1,15	0,00	0,75	0,00	0,52	10,06	96,2	3,06	0,06	2,78	0,06	0,00	0,07	0,00	0,07	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,8	1,25	36,5	1,22	0,01	0,80	0,00	0,50	10,03	97,1	3,04	0,06	2,80	0,07	0,00	0,08	0,00	0,06	0,83	6,94
KAR05	Mag. core	46,8	1,19	36,4	1,21	0,02	0,81	0,00	0,45	10,20	97,0	3,05	0,06	2,79	0,07	0,00	0,08	0,00	0,06	0,85	6,95
KAR05	Mag. core	46,6	1,24	36,3	1,18	0,03	0,79	0,00	0,45	10,18	96,9	3,04	0,06	2,80	0,06	0,00	0,08	0,00	0,06	0,85	6,95
KAR05	Mag. core	46,9	0,69	36,1	1,41	0,03	0,94	0,00	0,33	10,57	96,9	3,07	0,03	2,78	0,08	0,00	0,09	0,00	0,04	0,88	6,97
KAR05	Mag. core	46,9	0,54	36,1	1,34	0,00	0,94	0,00	0,34	10,50	96,6	3,07	0,03	2,78	0,07	0,00	0,09	0,00	0,04	0,88	6,97
KAR05	Mag. core	47,0	0,70	35,9	1,46	0,03	1,03	0,00	0,33	10,53	96,9	3,07	0,03	2,76	0,08	0,00	0,10	0,00	0,04	0,88	6,97
KAR05	Mag. core	46,5	1,24	36,1	1,32	0,02	0,90	0,00	0,40	10,31	96,8	3,04	0,06	2,78	0,07	0,00	0,09	0,00	0,05	0,86	6,96
KAR05	Mag. core	47,3	0,90	34,5	1,81	0,00	1,35	0,00	0,25	10,61	96,8	3,10	0,04	2,67	0,10	0,00	0,13	0,00	0,03	0,89	6,97
KAR05	Mag. core	47,0	0,99	35,2	1,59	0,03	1,13	0,00	0,31	10,30	96,6	3,08	0,05	2,72	0,09	0,00	0,11	0,00	0,04	0,86	6,96
KAR05	Mag. core	46,4	1,41	36,2	1,32	0,00	0,77	0,02	0,45	10,14	96,7	3,04	0,07	2,79	0,07	0,00	0,08	0,00	0,06	0,85	6,95
KAR05	Mag. core	46,5	1,30	36,4	1,37	0,00	0,82	0,00	0,55	10,09	97,0	3,03	0,06	2,80	0,07	0,00	0,08	0,00	0,07	0,84	6,96
KAR05	Mag. core	46,3	1,33	36,4	1,35	0,02	0,82	0,00	0,52	10,05	96,9	3,03	0,07	2,81	0,07	0,00	0,08	0,00	0,07	0,84	6,96
KAR05	Mag. core	46,3	1,19	36,5	1,39	0,03	0,81	0,00	0,54	9,97	96,7	3,03	0,06	2,81	0,08	0,00	0,08	0,00	0,07	0,83	6,96
KAR05	Mag. core	46,2	1,25	36,1	1,29	0,03	0,79	0,02	0,57	9,45	95,7	3,04	0,06	2,80	0,07	0,00	0,08	0,00	0,07	0,79	6,93
KAR05	Mag. core	46,4	1,37	36,2	1,22	0,01	0,73	0,00	0,60	10,01	96,6	3,04	0,07	2,80	0,07	0,00	0,07	0,00	0,08	0,84	6,95
KAR05	Mag. core	46,3	1,33	36,4	1,20	0,00	0,76	0,00	0,62	9,96	96,5	3,03	0,07	2,81	0,07	0,00	0,07	0,00	0,08	0,83	6,95
KAR05	Mag. core	46,3	1,34	36,3	1,21	0,03	0,80	0,00	0,62	9,93	96,6	3,03	0,07	2,80	0,07	0,00	0,08	0,00	0,08	0,83	6,95
KAR05	Mag. core	46,4	1,31	36,5	1,26	0,02	0,80	0,00	0,60	9,94	96,8	3,03	0,06	2,81	0,07	0,00	0,08	0,00	0,08	0,83	6,95
KAR05	Mag. core	46,4	1,24	36,4	1,21	0,03	0,80	0,00	0,58	9,92	96,6	3,03	0,06	2,81	0,07	0,00	0,08	0,00	0,07	0,83	6,95
KAR05	Mag. core	46,4	1,29	36,1	1,28	0,03	0,80	0,00	0,55	10,14	96,6	3,04	0,06	2,79	0,07	0,00	0,08	0,00	0,07	0,85	6,96
KAR05	Mag. core	46,9	1,24	36,5	1,33	0,00	0,84	0,02	0,40	9,87	97,1	3,05	0,06	2,80	0,07	0,00	0,08	0,00	0,05	0,82	6,93
KAR05	Mag. core	46,9	0,74	35,0	1,65	0,03	1,19	0,00	0,27	10,39	96,1	3,09	0,04	2,72	0,09	0,00	0,12	0,00	0,03	0,87	6,97

4.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

4.2.1 Datation en step-heating

Les données sont triées par numéro d'analyse sous la forme Nxx.MS2 (numéro d'analyse XX sur le spectromètre n°2), une analyse correspondant à un monograin de muscovite. Le numéro d'échantillon est indiqué directement à droite. Pour un échantillon, les différentes lignes représentent les différents paliers de chauffage. L'âge apparent de chaque palier est lu à la fin de la ligne. La dernière ligne représente l'âge de fusion totale.

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N13.MS2	**IK28a**	(Date first run: 11-09-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1293E-02 ± .5424E-05			**mass (µg) = 294,00**	
# 1	9,843E-05	7,752E-02 ± 1,037E-03	-8,305E-03 ± 2,561E-02	1,354E-03 ± 7,980E-04	14,54	3,90 ± 0,30	9,07 ± 0,70
# 2	1,345E-04	1,079E-02 ± 6,463E-04	1,466E-03 ± 1,931E-02	-4,159E-04 ± 5,742E-04	54,19	3,77 ± 0,20	8,78 ± 0,45
# 3	4,110E-04	6,252E-03 ± 2,497E-04	3,354E-03 ± 6,827E-03	5,978E-04 ± 2,413E-04	68,10	3,95 ± 0,08	9,18 ± 0,17
# 4	6,635E-04	3,831E-03 ± 2,001E-04	3,332E-03 ± 4,088E-03	5,647E-04 ± 2,043E-04	77,00	3,79 ± 0,06	8,82 ± 0,14
# 5	7,420E-04	3,671E-03 ± 2,305E-04	-3,681E-04 ± 4,240E-03	5,933E-04 ± 2,206E-04	77,67	3,77 ± 0,07	8,78 ± 0,16
# 6	3,650E-04	5,315E-03 ± 5,691E-04	1,886E-02 ± 7,099E-03	8,187E-04 ± 3,672E-04	66,99	3,19 ± 0,17	7,42 ± 0,39
# 7	2,584E-04	5,076E-03 ± 8,355E-04	2,474E-02 ± 1,008E-02	2,255E-04 ± 5,606E-04	68,35	3,24 ± 0,25	7,54 ± 0,58
# 8	2,061E-04	-2,406E-04 ± 9,980E-04	-2,017E-02 ± 1,685E-02	-1,478E-04 ± 6,156E-04	101,40	4,97 ± 0,30	11,57 ± 0,69
# 9	5,814E-04	1,562E-04 ± 3,204E-04	4,282E-03 ± 4,358E-03	-3,123E-05 ± 2,697E-04	99,05	4,81 ± 0,10	11,18 ± 0,22
# 10	1,819E-04	-1,010E-03 ± 9,102E-04	1,660E-02 ± 1,546E-02	-5,843E-04 ± 6,035E-04	106,30	5,04 ± 0,27	11,71 ± 0,63
# 11	3,514E-04	-4,452E-04 ± 4,344E-04	3,846E-03 ± 8,766E-03	6,619E-04 ± 3,383E-04	102,70	4,97 ± 0,13	11,56 ± 0,30
Total	3,994E-03	4,975E-03 ± 1,354E-04	4,677E-03 ± 2,344E-03	3,938E-04 ± 1,041E-04	73,53	4,08 ± 0,04	9,50 ± 0,10

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N16.MS2	**KAR05**	(Date first run: 11-15-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1295E-02 ± .5438E-05			**mass (µg) = 578,00**	
# 1	6,109E-04	2,784E-02 ± 6,642E-04	-1,776E-04 ± 3,379E-03	6,887E-04 ± 3,869E-04	39,16	5,30 ± 0,20	12,33 ± 0,46
# 2	1,718E-03	3,108E-03 ± 2,280E-04	2,769E-03 ± 1,299E-03	4,121E-04 ± 2,061E-04	85,61	5,46 ± 0,07	12,72 ± 0,16
# 3	5,297E-04	7,248E-03 ± 7,348E-04	-1,375E-03 ± 3,928E-03	7,463E-04 ± 4,359E-04	67,61	4,47 ± 0,22	10,42 ± 0,51
# 4	3,457E-04	6,542E-03 ± 1,132E-03	-5,702E-03 ± 7,110E-03	1,020E-03 ± 6,173E-04	68,30	4,17 ± 0,34	9,71 ± 0,78
# 5	4,802E-04	5,717E-03 ± 8,149E-04	7,663E-03 ± 5,560E-03	6,186E-04 ± 4,709E-04	72,82	4,53 ± 0,24	10,54 ± 0,56
# 6	6,540E-04	5,547E-03 ± 6,009E-04	-4,052E-03 ± 3,153E-03	4,505E-04 ± 3,961E-04	73,92	4,65 ± 0,18	10,82 ± 0,41
# 7	6,241E-04	5,802E-03 ± 6,233E-04	2,799E-03 ± 3,644E-03	5,778E-04 ± 4,094E-04	71,93	4,39 ± 0,19	10,24 ± 0,43
# 8	5,706E-04	1,160E-02 ± 6,893E-04	7,508E-03 ± 3,995E-03	9,520E-04 ± 4,056E-04	55,57	4,29 ± 0,20	9,99 ± 0,47
# 9	3,718E-04	8,103E-03 ± 1,051E-03	-6,437E-04 ± 6,200E-03	1,193E-03 ± 6,279E-04	61,84	3,88 ± 0,31	9,04 ± 0,72
# 10	9,927E-04	4,687E-03 ± 4,013E-04	2,991E-03 ± 2,678E-03	5,923E-04 ± 2,547E-04	78,02	4,92 ± 0,12	11,45 ± 0,28
# 11	7,670E-04	3,706E-03 ± 5,134E-04	4,594E-03 ± 3,066E-03	6,471E-04 ± 3,106E-04	82,32	5,10 ± 0,15	11,88 ± 0,35
# 12	1,214E-03	-6,301E-04 ± 3,261E-04	-2,421E-03 ± 1,752E-03	3,120E-05 ± 2,296E-04	103,10	6,18 ± 0,10	14,38 ± 0,22
Total	8,878E-03	6,173E-03 ± 1,535E-04	1,388E-03 ± 8,996E-04	5,562E-04 ± 9,884E-05	73,35	5,02 ± 0,05	11,69 ± 0,12

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N22.MS2	**KAR10**	(Date first run: 12-02-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1294E-02 ± .5431E-05			**mass (µg) = 222,00**	
# 1	1,538E-04	3,558E-02 ± 4,683E-04	-1,229E-02 ± 1,637E-02	-7,602E-06 ± 5,338E-04	30,11	4,53 ± 0,14	10,55 ± 0,33
# 2	1,220E-03	1,371E-03 ± 5,229E-05	6,628E-04 ± 2,278E-03	3,292E-04 ± 1,566E-04	92,23	4,81 ± 0,02	11,20 ± 0,04
# 3	3,606E-04	3,134E-04 ± 1,553E-04	3,435E-03 ± 7,555E-03	3,667E-04 ± 3,189E-04	98,07	4,69 ± 0,05	10,93 ± 0,12
# 4	1,612E-04	1,030E-04 ± 3,693E-04	6,794E-03 ± 1,589E-02	-2,335E-05 ± 4,311E-04	99,36	4,74 ± 0,12	11,04 ± 0,27
# 5	1,609E-04	7,362E-04 ± 3,854E-04	1,938E-02 ± 1,787E-02	4,643E-04 ± 5,715E-04	95,49	4,61 ± 0,12	10,73 ± 0,28
# 6	2,061E-04	5,321E-04 ± 2,676E-04	-5,087E-03 ± 1,159E-02	5,201E-04 ± 4,327E-04	96,69	4,59 ± 0,09	10,69 ± 0,20
# 7	1,322E-04	-2,248E-05 ± 4,474E-04	-2,815E-02 ± 1,913E-02	8,910E-04 ± 5,402E-04	100,10	4,70 ± 0,14	10,95 ± 0,33
# 8	5,648E-04	1,241E-04 ± 9,950E-05	-3,404E-03 ± 4,232E-03	2,629E-04 ± 2,477E-04	99,23	4,71 ± 0,03	10,96 ± 0,08
Total	2,959E-03	2,557E-03 ± 5,764E-05	-7,839E-04 ± 2,486E-03	3,302E-04 ± 1,081E-04	86,22	4,73 ± 0,02	11,00 ± 0,06

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N23.MS2	**KAR05**	(Date first run: 12-06-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1295E-02 ± .5438E-05			**mass (µg) = 724,00**	
# 1	1,792E-04	1,210E-01 ± 5,747E-04	-9,720E-04 ± 2,023E-02	-2,691E-04 ± 4,749E-04	13,69	5,67 ± 0,14	13,20 ± 0,32
# 2	8,583E-04	1,231E-02 ± 8,401E-05	-3,100E-03 ± 4,456E-03	4,048E-05 ± 2,304E-04	61,90	5,91 ± 0,04	13,76 ± 0,09
# 3	1,021E-03	2,649E-03 ± 3,283E-05	-4,829E-03 ± 3,614E-03	-2,859E-05 ± 2,005E-04	88,37	5,95 ± 0,01	13,85 ± 0,03
# 4	1,326E-03	7,577E-04 ± 2,237E-05	-1,959E-03 ± 2,762E-03	3,262E-05 ± 1,880E-04	96,35	5,91 ± 0,01	13,74 ± 0,03
# 5	1,269E-03	3,790E-04 ± 2,471E-05	-2,090E-03 ± 2,874E-03	2,614E-04 ± 1,765E-04	98,15	5,96 ± 0,01	13,87 ± 0,03
# 6	9,010E-04	2,624E-04 ± 2,900E-05	6,313E-04 ± 4,048E-03	2,301E-04 ± 1,700E-04	98,70	5,91 ± 0,02	13,75 ± 0,04
# 7	4,540E-04	5,725E-04 ± 6,652E-05	4,500E-03 ± 8,597E-03	5,478E-04 ± 2,529E-04	97,16	5,80 ± 0,03	13,49 ± 0,06
# 8	4,580E-04	5,558E-04 ± 5,869E-05	7,751E-03 ± 8,425E-03	3,527E-04 ± 2,603E-04	97,28	5,87 ± 0,02	13,65 ± 0,05
# 9	3,488E-04	1,143E-03 ± 8,595E-05	9,991E-03 ± 1,121E-02	5,136E-04 ± 3,280E-04	94,46	5,76 ± 0,04	13,41 ± 0,09
# 10	2,803E-04	1,522E-03 ± 1,235E-04	2,428E-02 ± 1,339E-02	3,969E-04 ± 2,909E-04	92,70	5,71 ± 0,05	13,29 ± 0,11
# 11	6,397E-04	7,714E-04 ± 5,722E-05	-1,603E-03 ± 5,943E-03	3,894E-04 ± 1,645E-04	96,23	5,81 ± 0,02	13,53 ± 0,05
# 12	2,658E-04	1,403E-03 ± 1,080E-04	-1,556E-02 ± 1,451E-02	7,543E-04 ± 2,479E-04	93,25	5,73 ± 0,04	13,33 ± 0,09
# 13	1,695E-03	1,619E-03 ± 1,995E-05	7,573E-04 ± 2,227E-03	5,732E-05 ± 1,601E-04	92,59	5,97 ± 0,02	13,90 ± 0,04
Total	9,696E-03	4,294E-03 ± 1,415E-05	-4,555E-05 ± 1,401E-03	1,843E-04 ± 6,190E-05	82,29	5,90 ± 0,01	13,72 ± 0,06

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N25.MS2	KAR04	(Date first run: 12-08-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1296E-02 ± .5446E-05			mass (µg) = 728,00	
# 1	1,366E-04	9,049E-02 ± 8,568E-04	-4,512E-02 ± 2,837E-02	1,483E-03 ± 8,553E-04	13,63	4,22 ± 0,25	9,84 ± 0,58
# 2	5,133E-04	1,003E-02 ± 1,291E-04	3,149E-03 ± 7,588E-03	3,193E-04 ± 1,763E-04	62,14	4,87 ± 0,04	11,34 ± 0,10
# 3	9,149E-04	1,430E-03 ± 7,879E-05	-3,907E-03 ± 4,159E-03	3,393E-04 ± 1,875E-04	92,15	4,96 ± 0,03	11,57 ± 0,06
# 4	1,206E-03	8,479E-04 ± 5,769E-05	-1,062E-03 ± 3,569E-03	-1,746E-04 ± 1,730E-04	95,16	4,93 ± 0,02	11,48 ± 0,06
# 5	5,951E-04	9,040E-04 ± 1,137E-04	-6,940E-03 ± 6,496E-03	7,943E-04 ± 2,167E-04	94,78	4,85 ± 0,04	11,31 ± 0,08
# 6	4,401E-04	6,484E-04 ± 1,537E-04	-8,251E-03 ± 8,621E-03	7,205E-04 ± 2,062E-04	96,15	4,78 ± 0,05	11,15 ± 0,12
# 7	6,179E-04	7,192E-04 ± 1,069E-04	1,521E-04 ± 6,689E-03	7,259E-04 ± 2,240E-04	95,73	4,77 ± 0,03	11,11 ± 0,08
# 8	6,908E-04	6,409E-04 ± 3,647E-05	2,504E-02 ± 5,938E-03	2,146E-04 ± 2,049E-04	96,08	4,64 ± 0,02	10,81 ± 0,04
# 9	6,676E-04	7,000E-04 ± 3,174E-05	5,528E-03 ± 6,473E-03	4,262E-04 ± 2,301E-04	95,78	4,69 ± 0,01	10,94 ± 0,03
# 10	2,814E-04	2,028E-03 ± 7,578E-05	1,882E-03 ± 1,468E-02	3,822E-05 ± 2,656E-04	88,44	4,59 ± 0,03	10,69 ± 0,06
# 11	4,478E-04	2,476E-03 ± 6,103E-05	-9,592E-03 ± 1,023E-02	4,532E-05 ± 2,189E-04	86,38	4,64 ± 0,02	10,82 ± 0,05
# 12	6,719E-04	1,836E-03 ± 7,096E-05	1,787E-03 ± 6,473E-03	-1,077E-05 ± 1,866E-04	89,67	4,71 ± 0,02	10,98 ± 0,06
# 13	9,851E-04	1,002E-03 ± 2,889E-05	3,770E-03 ± 4,412E-03	3,514E-05 ± 1,709E-04	94,22	4,83 ± 0,01	11,25 ± 0,03
# 14	1,083E-03	2,216E-02 ± 7,242E-05	7,926E-03 ± 3,992E-03	2,437E-05 ± 1,608E-04	43,23	4,99 ± 0,02	11,62 ± 0,06
Total	9,252E-03	5,397E-03 ± 2,462E-05	1,475E-03 ± 1,673E-03	2,402E-04 ± 5,638E-05	75,11	4,81 ± 0,01	11,22 ± 0,05

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N29.MS2	IK28b	(Date first run: 12-16-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1292E-02 ± .5412E-05			mass (µg) = 636,00	
# 1	8,396E-05	1,981E-01 ± 1,380E-03	-1,034E-03 ± 3,549E-02	2,846E-04 ± 9,439E-04	5,72	3,55 ± 0,33	8,26 ± 0,76
# 2	7,853E-05	3,755E-02 ± 5,015E-04	1,183E-01 ± 2,576E-02	1,796E-03 ± 6,588E-04	26,23	3,95 ± 0,15	9,17 ± 0,35
# 3	1,157E-04	1,006E-02 ± 2,830E-04	3,401E-02 ± 1,711E-02	5,730E-04 ± 5,404E-04	60,75	4,60 ± 0,09	10,70 ± 0,21
# 4	9,768E-05	7,847E-03 ± 3,827E-04	1,866E-03 ± 2,410E-02	3,011E-04 ± 5,534E-04	67,14	4,74 ± 0,12	11,01 ± 0,27
# 5	3,398E-04	1,212E-02 ± 1,676E-04	-1,439E-04 ± 6,369E-03	3,064E-04 ± 2,764E-04	57,33	4,81 ± 0,05	11,18 ± 0,12
# 6	2,674E-04	6,609E-03 ± 1,445E-04	2,135E-02 ± 7,934E-03	1,971E-04 ± 2,520E-04	70,52	4,67 ± 0,05	10,85 ± 0,11
# 7	3,358E-04	4,230E-03 ± 1,112E-04	2,316E-02 ± 5,798E-03	5,699E-04 ± 2,212E-04	79,23	4,77 ± 0,04	11,08 ± 0,08
# 8	4,926E-04	4,278E-03 ± 6,481E-05	1,038E-02 ± 4,914E-03	7,508E-05 ± 1,596E-04	78,84	4,71 ± 0,02	10,94 ± 0,06
# 9	7,057E-04	4,254E-03 ± 6,482E-05	-6,537E-03 ± 2,589E-03	-8,306E-05 ± 1,876E-04	78,86	4,69 ± 0,02	10,90 ± 0,05
# 10	2,467E-04	1,340E-03 ± 1,646E-04	-8,551E-03 ± 9,498E-03	8,183E-04 ± 2,111E-04	92,21	4,69 ± 0,05	10,90 ± 0,12
# 11	4,446E-04	8,203E-04 ± 8,822E-05	-7,091E-03 ± 5,781E-03	9,585E-04 ± 2,031E-04	95,15	4,75 ± 0,03	11,04 ± 0,07
# 12	3,192E-04	1,239E-03 ± 1,104E-04	3,298E-03 ± 5,224E-03	-1,314E-05 ± 2,369E-04	92,73	4,67 ± 0,04	10,84 ± 0,08
# 13	8,062E-04	8,092E-04 ± 5,458E-05	-8,609E-04 ± 2,848E-03	2,895E-04 ± 1,766E-04	95,15	4,70 ± 0,02	10,91 ± 0,04
# 14	8,720E-04	4,639E-04 ± 3,948E-05	4,535E-03 ± 1,756E-03	1,787E-04 ± 2,054E-04	97,20	4,76 ± 0,01	11,06 ± 0,03
# 15	1,912E-03	4,378E-03 ± 3,460E-05	1,208E-02 ± 1,280E-03	7,168E-05 ± 1,591E-04	78,81	4,81 ± 0,01	11,18 ± 0,03
# 16	1,623E-04	3,628E-02 ± 2,983E-04	4,075E-02 ± 1,565E-02	3,248E-04 ± 4,152E-04	28,04	4,18 ± 0,09	9,71 ± 0,20
# 17	9,572E-04	1,690E-02 ± 8,208E-05	3,749E-03 ± 2,320E-03	3,175E-04 ± 1,809E-04	49,45	4,89 ± 0,03	11,35 ± 0,06
Total	8,238E-03	8,074E-03 ± 2,475E-05	7,236E-03 ± 1,116E-03	2,542E-04 ± 6,124E-05	66,48	4,73 ± 0,01	10,99 ± 0,05

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N31.MS2	IK28d	(Date first run: 12-21-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1291E-02 ± .5407E-05			mass (µg) = 406,00	
# 1	1,518E-04	1,770E-01 ± 9,507E-04	9,630E-04 ± 1,703E-02	1,126E-04 ± 1,031E-03	6,33	3,54 ± 0,27	8,22 ± 0,62
# 2	3,538E-04	1,498E-02 ± 1,366E-04	1,581E-04 ± 7,713E-03	8,446E-04 ± 2,446E-04	52,51	4,90 ± 0,04	11,37 ± 0,10
# 3	1,049E-03	1,054E-03 ± 3,952E-05	8,679E-03 ± 2,778E-03	2,408E-04 ± 1,769E-04	94,12	4,99 ± 0,02	11,59 ± 0,04
# 4	6,271E-04	3,263E-04 ± 5,469E-05	6,746E-03 ± 4,275E-03	6,600E-04 ± 2,031E-04	98,06	4,88 ± 0,02	11,34 ± 0,05
# 5	3,260E-04	4,188E-04 ± 1,146E-04	7,655E-03 ± 8,715E-03	7,575E-04 ± 2,459E-04	97,45	4,74 ± 0,04	11,00 ± 0,08
# 6	2,790E-04	5,530E-04 ± 1,219E-04	3,758E-02 ± 1,219E-02	6,977E-04 ± 2,758E-04	96,72	4,82 ± 0,04	11,20 ± 0,09
# 7	2,019E-04	8,800E-04 ± 1,651E-04	5,356E-03 ± 1,206E-02	8,261E-04 ± 3,949E-04	94,84	4,78 ± 0,05	11,11 ± 0,12
# 8	3,228E-04	8,630E-04 ± 1,089E-04	9,128E-03 ± 8,653E-03	5,886E-04 ± 2,339E-04	94,95	4,80 ± 0,03	11,14 ± 0,08
# 9	2,673E-04	5,172E-04 ± 1,876E-04	-1,450E-02 ± 6,761E-03	5,040E-04 ± 4,145E-04	96,90	4,78 ± 0,06	11,11 ± 0,13
# 10	4,203E-04	5,607E-04 ± 1,169E-04	1,727E-02 ± 5,100E-03	1,979E-04 ± 2,656E-04	96,75	4,93 ± 0,04	11,46 ± 0,09
# 11	9,339E-04	1,036E-03 ± 5,480E-05	3,174E-04 ± 2,139E-03	1,260E-04 ± 1,838E-04	94,28	5,04 ± 0,02	11,71 ± 0,05
Total	4,933E-03	7,211E-03 ± 3,749E-05	6,938E-03 ± 1,756E-03	4,290E-04 ± 8,141E-05	69,57	4,87 ± 0,01	11,31 ± 0,06

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N34.MS2	KAR04	(Date first run: 01-06-2017; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1296E-02 ± .5446E-05			mass (µg) = 682,00	
# 1	3,219E-04	4,260E-02 ± 1,646E-04	-7,691E-03 ± 3,079E-02	4,359E-04 ± 3,339E-04	28,36	4,98 ± 0,05	11,61 ± 0,11
# 2	2,284E-03	5,582E-03 ± 3,024E-05	2,818E-03 ± 4,485E-03	2,555E-04 ± 1,579E-04	76,08	5,25 ± 0,01	12,23 ± 0,03
# 3	8,059E-04	1,453E-03 ± 3,993E-05	5,641E-03 ± 1,245E-02	3,260E-04 ± 1,812E-04	92,25	5,11 ± 0,01	11,91 ± 0,03
# 4	1,498E-03	9,096E-04 ± 2,888E-05	-1,235E-03 ± 6,750E-03	1,768E-04 ± 1,642E-04	95,09	5,20 ± 0,02	12,12 ± 0,04
# 5	7,648E-04	5,419E-04 ± 3,982E-05	-4,133E-03 ± 1,288E-02	1,196E-04 ± 1,739E-04	96,99	5,16 ± 0,01	12,03 ± 0,03
# 6	9,553E-04	3,559E-04 ± 6,357E-05	-7,621E-03 ± 6,720E-03	4,025E-04 ± 1,693E-04	97,94	5,00 ± 0,02	11,66 ± 0,05
# 7	5,268E-04	4,879E-04 ± 1,174E-04	-3,392E-03 ± 1,205E-02	4,902E-04 ± 2,244E-04	97,17	4,96 ± 0,04	11,55 ± 0,08
# 8	8,262E-04	7,241E-04 ± 7,560E-05	1,022E-02 ± 8,150E-03	2,478E-04 ± 2,073E-04	95,91	5,01 ± 0,02	11,68 ± 0,05
# 9	9,400E-04	5,522E-04 ± 7,216E-05	3,502E-03 ± 7,518E-03	1,912E-04 ± 1,700E-04	96,88	5,07 ± 0,02	11,82 ± 0,05
# 10	6,071E-04	3,455E-04 ± 1,018E-04	2,438E-02 ± 1,142E-02	1,498E-04 ± 2,087E-04	98,01	5,03 ± 0,03	11,72 ± 0,07
# 11	1,276E-03	2,291E-04 ± 4,788E-05	5,830E-03 ± 5,514E-03	2,357E-04 ± 1,544E-04	98,72	5,22 ± 0,02	12,16 ± 0,04
# 12	1,210E-03	1,618E-04 ± 5,512E-05	-2,625E-03 ± 5,222E-03	2,220E-04 ± 1,639E-04	99,10	5,26 ± 0,02	12,26 ± 0,04
Total	1,202E-02	2,648E-03 ± 1,640E-05	2,100E-03 ± 2,379E-03	2,522E-04 ± 5,460E-05	86,80	5,15 ± 0,01	11,99 ± 0,05

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N35.MS2	IK28d	(Date first run: 01-09-2017; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1291E-02 ± .5407E-05			mass (µg) = 264,00	
# 1	6,737E-04	1,702E-02 ± 1,248E-04	-3,967E-03 ± 8,205E-03	2,131E-04 ± 1,704E-04	49,35	4,90 ± 0,04	11,38 ± 0,09
# 2	1,560E-03	1,223E-03 ± 3,242E-05	2,873E-03 ± 3,389E-03	1,213E-04 ± 1,460E-04	93,19	4,94 ± 0,01	11,47 ± 0,03
# 3	2,910E-04	1,561E-03 ± 1,742E-04	-2,297E-02 ± 1,988E-02	3,897E-04 ± 2,122E-04	91,37	4,88 ± 0,06	11,34 ± 0,14
# 4	2,253E-04	1,996E-03 ± 2,165E-04	-6,752E-03 ± 2,297E-02	2,475E-04 ± 2,557E-04	89,34	4,95 ± 0,06	11,48 ± 0,15
# 5	2,014E-04	2,440E-03 ± 2,546E-04	1,146E-02 ± 2,969E-02	2,457E-04 ± 2,803E-04	87,21	4,92 ± 0,08	11,42 ± 0,18
# 6	2,534E-04	1,569E-03 ± 1,876E-04	4,647E-02 ± 2,046E-02	7,928E-04 ± 2,953E-04	91,41	4,93 ± 0,06	11,45 ± 0,13
# 7	2,297E-04	1,225E-03 ± 2,063E-04	3,216E-02 ± 2,278E-02	2,359E-04 ± 2,651E-04	92,99	4,80 ± 0,06	11,15 ± 0,14
# 8	2,301E-04	6,965E-04 ± 2,018E-04	7,723E-02 ± 2,254E-02	1,375E-03 ± 2,840E-04	96,02	4,97 ± 0,06	11,54 ± 0,14
# 9	7,540E-05	1,849E-04 ± 6,367E-04	1,943E-01 ± 7,163E-02	1,810E-03 ± 5,929E-04	98,93	5,07 ± 0,19	11,77 ± 0,44
# 10	3,767E-04	3,117E-04 ± 1,240E-04	1,852E-02 ± 1,489E-02	6,026E-04 ± 2,300E-04	98,19	5,01 ± 0,04	11,62 ± 0,09
# 11	1,407E-04	7,577E-04 ± 3,559E-04	7,343E-02 ± 3,602E-02	4,845E-04 ± 3,672E-04	95,64	4,91 ± 0,11	11,39 ± 0,25
Total	4,258E-03	3,722E-03 ± 4,122E-05	1,522E-02 ± 4,214E-03	3,651E-04 ± 7,469E-05	81,76	4,93 ± 0,01	11,45 ± 0,06

4.2.2 Datations *in situ*

Les données sont triées par numéro d'analyse sous la forme Nxx.MS1 (numéro d'analyse XX sur le spectromètre n°1), une analyse correspondant à une section polie. Le numéro d'échantillon est indiqué directement à droite. Pour un échantillon, les différentes lignes représentent les différentes analyses ponctuelles.

Spot #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Ar*	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N61.MS1	Ik28aA	(date first run: 05-15-2017; irradiation length: 5.00 hours)					
# 1	9,284E-06	9,820E-03 ± 2,109E-03	5,470E-01 ± 3,780E-01	4,801E-03 ± 1,815E-03	46,94	2,57 ± 0,66	6,01 ± 1,54
# 2	9,609E-05	2,912E-03 ± 2,716E-04	8,449E-02 ± 4,309E-02	7,897E-04 ± 4,417E-04	79,36	3,31 ± 0,09	7,74 ± 0,20
# 3	1,084E-04	2,142E-03 ± 2,035E-04	4,592E-02 ± 3,802E-02	-2,980E-04 ± 3,403E-04	84,19	3,37 ± 0,06	7,88 ± 0,15
# 4	4,194E-05	3,756E-03 ± 4,881E-04	6,574E-02 ± 1,324E-01	-3,535E-04 ± 7,372E-04	74,46	3,24 ± 0,15	7,57 ± 0,35
# 5	5,320E-05	3,094E-03 ± 4,150E-04	-1,472E-02 ± 7,925E-02	-5,722E-04 ± 5,832E-04	77,80	3,20 ± 0,13	7,49 ± 0,29
# 6	5,047E-05	3,179E-03 ± 4,189E-04	7,989E-02 ± 9,539E-02	8,165E-06 ± 6,107E-04	76,62	3,08 ± 0,13	7,20 ± 0,30
# 7	6,893E-05	3,360E-03 ± 3,119E-04	6,075E-02 ± 7,646E-02	-1,007E-04 ± 4,265E-04	75,85	3,12 ± 0,10	7,29 ± 0,22
# 8	4,553E-05	1,939E-03 ± 5,281E-04	3,043E-01 ± 8,402E-02	-1,286E-04 ± 6,127E-04	87,55	4,03 ± 0,16	9,43 ± 0,38
# 9	3,548E-05	3,779E-03 ± 5,202E-04	1,657E-01 ± 2,149E-01	-8,661E-04 ± 6,028E-04	74,67	3,29 ± 0,16	7,71 ± 0,37
# 10	6,222E-05	3,397E-03 ± 2,678E-04	-2,987E-02 ± 1,164E-01	-1,003E-03 ± 4,944E-04	77,01	3,36 ± 0,08	7,88 ± 0,19
# 11	8,815E-05	1,745E-03 ± 2,165E-04	4,194E-02 ± 7,946E-02	-4,415E-04 ± 3,822E-04	87,38	3,57 ± 0,07	8,38 ± 0,16
# 12	6,801E-05	1,959E-03 ± 2,530E-04	-9,000E-03 ± 1,095E-01	3,745E-04 ± 5,156E-04	87,03	3,89 ± 0,08	9,11 ± 0,18
# 13	1,077E-04	1,767E-03 ± 1,532E-04	3,302E-03 ± 6,621E-02	2,835E-04 ± 3,793E-04	87,59	3,69 ± 0,05	8,65 ± 0,11
# 14	9,867E-05	1,430E-03 ± 1,766E-04	5,642E-02 ± 7,497E-02	1,664E-04 ± 3,200E-04	90,41	3,98 ± 0,05	9,34 ± 0,13
# 15	9,740E-05	1,298E-03 ± 1,931E-04	7,220E-02 ± 7,187E-02	9,284E-04 ± 3,976E-04	91,64	4,20 ± 0,06	9,82 ± 0,14
# 16	4,609E-05	2,745E-03 ± 3,687E-04	1,122E-01 ± 1,492E-01	-3,467E-04 ± 6,043E-04	82,08	3,71 ± 0,11	8,68 ± 0,26
# 17	5,056E-05	7,430E-04 ± 4,744E-04	1,667E-01 ± 1,459E-01	-8,961E-04 ± 6,128E-04	93,86	3,36 ± 0,16	7,84 ± 0,38
# 18	2,057E-05	5,940E-03 ± 1,171E-03	1,087E-01 ± 3,315E-01	-2,546E-03 ± 1,515E-03	59,92	2,62 ± 0,40	6,14 ± 0,94
# 19	4,647E-05	2,739E-03 ± 5,567E-04	-4,072E-02 ± 1,520E-01	-2,982E-04 ± 7,037E-04	82,27	3,76 ± 0,19	8,78 ± 0,44
# 20	5,966E-05	1,463E-03 ± 4,061E-04	-1,343E-01 ± 1,164E-01	-1,201E-03 ± 5,838E-04	89,98	3,88 ± 0,14	9,06 ± 0,33
# 21	5,638E-05	1,657E-03 ± 4,490E-04	-2,476E-02 ± 1,334E-01	-7,215E-06 ± 5,781E-04	88,93	3,93 ± 0,15	9,18 ± 0,36
# 22	1,044E-04	1,587E-03 ± 2,489E-04	-2,541E-02 ± 7,564E-02	7,906E-04 ± 4,191E-04	90,51	4,47 ± 0,09	10,43 ± 0,20
# 23	8,818E-05	1,468E-03 ± 3,102E-04	-3,631E-02 ± 7,937E-02	-1,804E-04 ± 4,841E-04	90,92	4,35 ± 0,10	10,13 ± 0,24
# 24	7,246E-05	1,708E-03 ± 3,488E-04	-6,362E-02 ± 9,380E-02	9,543E-04 ± 4,022E-04	89,64	4,37 ± 0,12	10,18 ± 0,28
# 25	4,601E-05	2,003E-03 ± 5,449E-04	-1,830E-01 ± 1,573E-01	-2,075E-04 ± 6,854E-04	86,65	3,84 ± 0,19	8,96 ± 0,43
# 26	5,354E-05	1,338E-03 ± 4,711E-04	-2,747E-01 ± 1,363E-01	-8,971E-06 ± 7,485E-04	91,22	4,11 ± 0,16	9,58 ± 0,38
# 27	1,629E-05	3,952E-03 ± 1,509E-03	5,889E-01 ± 3,373E-01	1,977E-04 ± 1,583E-03	76,62	3,83 ± 0,46	8,93 ± 1,07
# 28	7,076E-05	1,224E-03 ± 3,184E-04	9,747E-03 ± 7,030E-02	-4,289E-04 ± 4,736E-04	92,47	4,45 ± 0,10	10,37 ± 0,23
# 29	8,630E-05	1,131E-03 ± 2,611E-04	3,215E-02 ± 6,041E-02	-2,974E-04 ± 3,562E-04	92,73	4,26 ± 0,08	9,94 ± 0,19
# 30	4,544E-05	1,424E-03 ± 4,828E-04	-3,500E-02 ± 1,103E-01	-1,817E-04 ± 6,633E-04	89,98	3,78 ± 0,15	8,82 ± 0,34
# 31	4,703E-05	2,484E-03 ± 4,919E-04	2,224E-01 ± 1,293E-01	-1,529E-03 ± 6,618E-04	83,00	3,59 ± 0,15	8,37 ± 0,35
# 32	8,974E-05	1,424E-03 ± 2,555E-04	-4,426E-02 ± 5,009E-02	-2,543E-04 ± 4,467E-04	89,06	3,43 ± 0,08	8,02 ± 0,19
# 33	8,384E-05	7,693E-04 ± 2,653E-04	6,812E-02 ± 6,520E-02	3,649E-04 ± 4,822E-04	94,75	4,10 ± 0,08	9,59 ± 0,19
# 34	8,208E-05	8,084E-04 ± 2,863E-04	-1,879E-02 ± 5,759E-02	3,050E-04 ± 3,678E-04	94,18	3,87 ± 0,09	9,05 ± 0,21
# 35	8,278E-05	1,018E-03 ± 2,653E-04	-3,633E-03 ± 5,694E-02	-1,948E-04 ± 3,254E-04	92,78	3,87 ± 0,08	9,05 ± 0,19
# 36	8,362E-05	7,229E-04 ± 3,019E-04	9,395E-02 ± 7,942E-02	-3,658E-04 ± 5,979E-04	94,92	3,99 ± 0,09	9,34 ± 0,21
# 37	4,394E-05	1,283E-03 ± 5,207E-04	-1,287E-01 ± 1,111E-01	3,450E-04 ± 6,658E-04	91,19	3,92 ± 0,16	9,17 ± 0,37
# 38	7,434E-05	1,158E-03 ± 3,145E-04	-1,301E-01 ± 6,441E-02	-4,113E-04 ± 4,530E-04	91,77	3,82 ± 0,10	8,93 ± 0,22
# 39	3,547E-05	4,013E-03 ± 7,184E-04	-1,776E-01 ± 1,426E-01	1,319E-03 ± 7,888E-04	74,59	3,48 ± 0,22	8,15 ± 0,51
# 40	8,869E-05	1,333E-04 ± 3,330E-04	-1,062E-01 ± 1,050E-01	1,363E-04 ± 5,044E-04	99,10	4,36 ± 0,10	10,18 ± 0,24
# 41	3,026E-05	6,532E-03 ± 9,422E-04	1,938E-01 ± 2,881E-01	-8,917E-05 ± 1,182E-03	65,89	3,73 ± 0,29	8,74 ± 0,69
# 42	1,829E-05	1,092E-02 ± 1,604E-03	5,380E-02 ± 4,849E-01	-6,484E-04 ± 1,946E-03	49,95	3,22 ± 0,50	7,55 ± 1,16
# 43	3,244E-05	4,515E-03 ± 8,965E-04	4,408E-02 ± 2,615E-01	-1,460E-03 ± 9,981E-04	69,36	3,02 ± 0,28	7,07 ± 0,65
# 44	4,416E-05	3,598E-03 ± 6,717E-04	-3,616E-02 ± 1,932E-01	-9,493E-04 ± 7,735E-04	75,19	3,22 ± 0,21	7,54 ± 0,49
# 45	8,331E-05	2,135E-03 ± 3,506E-04	1,252E-01 ± 1,107E-01	-6,447E-05 ± 4,630E-04	84,43	3,42 ± 0,11	8,01 ± 0,26
# 46	1,076E-04	1,387E-03 ± 2,775E-04	2,426E-02 ± 8,060E-02	7,409E-05 ± 3,363E-04	89,26	3,41 ± 0,09	7,97 ± 0,20
# 47	6,871E-05	1,930E-03 ± 4,264E-04	-3,901E-02 ± 1,232E-01	1,625E-04 ± 5,500E-04	85,93	3,48 ± 0,13	8,15 ± 0,31
# 48	7,302E-05	2,158E-03 ± 4,124E-04	1,011E-01 ± 1,264E-01	5,216E-04 ± 5,713E-04	84,01	3,35 ± 0,13	7,84 ± 0,30
# 49	7,854E-05	2,411E-03 ± 3,767E-04	1,233E-01 ± 1,125E-01	-5,115E-04 ± 5,160E-04	82,26	3,30 ± 0,12	7,73 ± 0,28
# 50	4,884E-05	3,722E-03 ± 5,877E-04	8,972E-03 ± 1,803E-01	-1,037E-05 ± 6,801E-04	74,20	3,16 ± 0,18	7,40 ± 0,43
# 51	2,546E-05	2,538E-03 ± 1,140E-03	-2,802E-01 ± 3,527E-01	-6,536E-04 ± 1,324E-03	81,17	3,23 ± 0,35	7,57 ± 0,83
# 52	1,064E-05	1,215E-02 ± 3,556E-03	-3,132E-01 ± 4,950E-01	2,386E-03 ± 2,304E-03	52,17	3,92 ± 1,06	9,18 ± 2,47
# 53	5,345E-06	3,314E-02 ± 6,961E-03	-2,231E-01 ± 9,811E-01	8,412E-03 ± 4,851E-03	16,24	1,90 ± 2,06	4,46 ± 4,84
# 54	3,403E-05	6,855E-03 ± 1,172E-03	1,550E-01 ± 1,576E-01	-1,723E-03 ± 9,435E-04	62,47	3,37 ± 0,35	7,89 ± 0,81
# 55	4,918E-05	2,288E-03 ± 7,661E-04	-7,662E-02 ± 1,077E-01	1,338E-05 ± 6,095E-04	83,76	3,49 ± 0,23	8,16 ± 0,53
# 56	8,833E-05	1,590E-03 ± 4,333E-04	-3,411E-02 ± 6,052E-02	-3,608E-04 ± 3,932E-04	88,95	3,78 ± 0,13	8,85 ± 0,30
# 57	8,271E-05	2,708E-03 ± 4,695E-04	6,071E-02 ± 6,175E-02	-1,170E-04 ± 6,249E-04	82,36	3,74 ± 0,14	8,74 ± 0,33
# 58	7,951E-05	2,145E-03 ± 4,754E-04	3,358E-02 ± 7,026E-02	-4,939E-06 ± 3,531E-04	85,30	3,68 ± 0,14	8,61 ± 0,33
# 59	7,327E-05	2,340E-03 ± 5,067E-04	2,694E-03 ± 7,180E-02	4,657E-04 ± 4,488E-04	83,64	3,54 ± 0,15	8,27 ± 0,35
# 60	8,663E-05	1,927E-03 ± 4,390E-04	2,199E-02 ± 6,557E-02	1,248E-04 ± 4,610E-04	86,71	3,72 ± 0,13	8,69 ± 0,30
# 61	4,491E-05	2,653E-03 ± 8,365E-04	1,405E-01 ± 1,256E-01	7,640E-04 ± 7,360E-04	82,48	3,69 ± 0,25	8,62 ± 0,58
# 62	4,031E-05	1,486E-03 ± 9,451E-04	2,059E-01 ± 1,585E-01	1,034E-03 ± 7,345E-04	88,45	3,36 ± 0,28	7,86 ± 0,65
# 63	6,282E-05	5,064E-04 ± 6,465E-04	1,131E-01 ± 8,775E-02	-4,651E-04 ± 4,642E-04	95,89	3,49 ± 0,19	8,17 ± 0,45
# 64	3,221E-05	4,058E-04 ± 5,200E-04	-9,515E-01 ± 1,150E+00	2,937E-04 ± 8,049E-04	96,61	3,42 ± 0,16	8,00 ± 0,37
# 65	2,721E-05	2,731E-03 ± 6,206E-04	-1,247E+00 ± 1,293E+00	-8,867E-04 ± 1,082E-03	79,67	3,16 ± 0,19	7,40 ± 0,44
# 66	3,443E-05	1,532E-03 ± 5,162E-04	-1,368E-01 ± 9,952E-01	1,148E-03 ± 8,415E-04	88,72	3,56 ± 0,16	8,32 ± 0,37
# 67	3,160E-05	2,050E-03 ± 5,254E-04	-5,099E-01 ± 1,077E+00	7,983E-04 ± 8,565E-04	85,37	3,54 ± 0,16	8,27 ± 0,37
# 68	3,064E-05	2,215E-03 ± 5,841E-04	-1,070E+00 ± 1,147E+00	-1,635E-03 ± 8,986E-04	82,67	3,12 ± 0,18	7,30 ± 0,41
# 69	3,379E-05	1,197E-03 ± 4,890E-04	-3,882E-01 ± 1,045E+00	6,893E-04 ± 7,756E-04	90,53	3,38 ± 0,15	7,90 ± 0,34
# 70	3,411E-05	1,555E-03 ± 4,807E-04	-1,300E+00 ± 1,038E+00	1,020E-03 ± 9,251E-04	87,33	3,17 ± 0,15	7,41 ± 0,34
# 71	2,238E-05	1,767E-03 ± 7,201E-04	9,420E-01 ± 1,545E+00	5,703E-04 ± 1,190E-03	86,63	3,38 ± 0,22	7,92 ± 0,51
# 72	2,655E-05	1,541E-03 ± 6,131E-04	-1,187E+00 ± 1,301E+00	1,354E-03 ± 1,096E-03	87,95	3,32 ± 0,19	7,78 ± 0,43
# 73	2,187E-05	3,643E-03 ± 7,977E-04	6,293E-03 ± 1,685E+00	8,932E-04 ± 1,049E-03	71,88	2,75 ± 0,24	6,44 ± 0,56
# 74	3,144E-05	3,212E-03 ± 6,056E-04	-1,641E+00 ± 1,116E+00	8,452E-04 ± 7,882E-04	79,86	3,76 ± 0,18	8,81 ± 0,43
# 75	1,330E-05	3,062E-03 ± 1,221E-03	-6,849E+00 ± 2,658E+00	1,494E-03 ± 1,887E-03	76,76	2,99 ± 0,37	7,00 ± 0,86

Spot #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N62.MS1	KAR10F	(date first run: 05-16-2017; irradiation length: 5.00 hours)					
# 1	8,963E-05	9,953E-03 ± 3,655E-04	-9,191E-04 ± 8,614E-02	-1,390E-04 ± 5,662E-04	57,47	3,97 ± 0,11	9,31 ± 0,25
# 2	7,508E-05	7,240E-03 ± 4,128E-04	-4,960E-02 ± 1,055E-01	-6,229E-04 ± 5,193E-04	63,50	3,72 ± 0,12	8,71 ± 0,29
# 3	6,591E-05	3,960E-03 ± 4,371E-04	-9,995E-02 ± 1,151E-01	-7,290E-04 ± 3,924E-04	77,16	3,95 ± 0,13	9,26 ± 0,31
# 4	1,176E-04	4,347E-03 ± 2,484E-04	7,370E-02 ± 7,183E-02	3,677E-04 ± 3,624E-04	76,18	4,11 ± 0,07	9,65 ± 0,17
# 5	9,753E-05	8,896E-03 ± 3,630E-04	-6,474E-02 ± 7,774E-02	9,784E-04 ± 2,848E-04	62,33	4,35 ± 0,11	10,21 ± 0,25
# 6	7,987E-05	4,309E-03 ± 3,555E-04	1,109E-01 ± 1,046E-01	3,021E-04 ± 4,240E-04	75,45	3,91 ± 0,11	9,19 ± 0,25
# 7	5,558E-05	3,248E-03 ± 5,206E-04	8,610E-02 ± 1,421E-01	-8,119E-05 ± 6,561E-04	80,12	3,87 ± 0,16	9,08 ± 0,37
# 8	5,306E-05	1,021E-02 ± 5,956E-04	-1,197E-02 ± 1,503E-01	2,493E-05 ± 5,798E-04	57,29	4,05 ± 0,18	9,47 ± 0,41
# 9	2,186E-06	2,607E-01 ± 1,568E-02	-4,119E+00 ± 3,622E+00	-7,320E-03 ± 8,684E-03	1,56	1,22 ± 4,16	2,86 ± 9,76
# 10	6,991E-05	1,366E-02 ± 4,493E-04	-1,561E-03 ± 1,105E-01	1,800E-04 ± 4,473E-04	47,86	3,71 ± 0,13	8,73 ± 0,31
# 11	6,591E-05	9,378E-03 ± 4,345E-04	2,672E-02 ± 1,347E-01	-3,028E-04 ± 5,327E-04	58,83	3,96 ± 0,13	9,33 ± 0,31
# 12	2,118E-05	2,302E-02 ± 1,356E-03	1,513E-01 ± 3,884E-01	-1,642E-03 ± 1,087E-03	30,22	2,95 ± 0,40	6,95 ± 0,95
# 13	2,827E-05	1,742E-02 ± 9,766E-04	-2,471E-01 ± 2,817E-01	-1,147E-03 ± 7,305E-04	43,06	3,89 ± 0,29	9,17 ± 0,68
# 14	7,841E-05	2,449E-03 ± 3,332E-04	2,190E-01 ± 1,066E-01	5,606E-04 ± 4,921E-04	85,61	4,31 ± 0,11	10,11 ± 0,25
# 15	7,124E-05	4,209E-03 ± 3,276E-04	-7,694E-02 ± 1,124E-01	-1,051E-03 ± 4,474E-04	76,92	4,15 ± 0,11	9,73 ± 0,25
# 16	5,330E-05	2,726E-03 ± 4,445E-04	-6,341E-02 ± 1,517E-01	1,328E-03 ± 5,774E-04	83,75	4,15 ± 0,14	9,75 ± 0,33
# 17	6,950E-05	2,474E-03 ± 3,619E-04	2,629E-02 ± 1,235E-01	7,433E-04 ± 6,736E-04	84,22	3,90 ± 0,11	9,14 ± 0,27
# 18	2,765E-05	5,472E-03 ± 9,072E-04	6,318E-01 ± 3,365E-01	-1,678E-03 ± 1,046E-03	69,54	3,69 ± 0,29	8,66 ± 0,67
# 19	6,608E-05	2,748E-03 ± 3,861E-04	1,228E-02 ± 1,203E-01	-5,811E-05 ± 6,566E-04	82,33	3,78 ± 0,12	8,87 ± 0,28
# 20	4,826E-05	3,157E-03 ± 5,029E-04	-1,010E-01 ± 1,580E-01	4,895E-04 ± 6,387E-04	80,11	3,76 ± 0,16	8,81 ± 0,37
# 21	5,375E-05	2,559E-03 ± 4,604E-04	1,198E-01 ± 1,506E-01	5,512E-04 ± 5,963E-04	84,64	4,17 ± 0,15	9,77 ± 0,34
# 22	9,544E-05	4,634E-03 ± 2,590E-04	-3,318E-02 ± 8,189E-02	6,890E-04 ± 5,160E-04	74,69	4,04 ± 0,08	9,50 ± 0,20
# 23	5,767E-05	4,861E-03 ± 4,578E-04	1,177E-01 ± 1,388E-01	-1,256E-03 ± 5,091E-04	74,76	4,26 ± 0,14	10,01 ± 0,34
# 24	4,259E-05	1,639E-03 ± 5,639E-04	1,694E-02 ± 1,907E-01	-2,496E-04 ± 6,985E-04	89,05	3,94 ± 0,18	9,25 ± 0,42
# 25	4,486E-05	2,234E-03 ± 5,325E-04	8,973E-02 ± 1,786E-01	3,406E-04 ± 5,850E-04	85,22	3,81 ± 0,17	8,95 ± 0,40
# 26	4,494E-05	3,750E-03 ± 5,349E-04	-1,176E-01 ± 1,793E-01	-1,416E-04 ± 8,233E-04	77,96	3,92 ± 0,17	9,22 ± 0,40
# 27	5,972E-05	1,860E-03 ± 4,279E-04	-5,183E-02 ± 1,336E-01	4,950E-05 ± 5,185E-04	87,88	3,99 ± 0,14	9,39 ± 0,32
# 28	6,377E-05	6,572E-03 ± 3,370E-04	7,399E-03 ± 1,913E-01	7,457E-04 ± 5,678E-04	69,44	4,41 ± 0,10	10,39 ± 0,25
# 29	7,226E-05	2,240E-03 ± 2,585E-04	3,177E-01 ± 1,886E-01	4,916E-04 ± 5,032E-04	86,39	4,20 ± 0,08	9,91 ± 0,19
# 30	7,427E-05	3,843E-03 ± 2,577E-04	2,028E-02 ± 1,649E-01	7,087E-04 ± 4,945E-04	78,96	4,26 ± 0,08	10,04 ± 0,19
# 31	6,559E-05	5,521E-03 ± 3,338E-04	1,410E-02 ± 1,822E-01	-1,381E-04 ± 5,699E-04	71,57	4,11 ± 0,10	9,67 ± 0,24
# 32	2,224E-05	8,061E-03 ± 9,048E-04	-3,019E-01 ± 5,486E-01	1,344E-03 ± 1,735E-03	55,70	3,00 ± 0,28	7,07 ± 0,66
# 33	7,821E-05	4,133E-03 ± 2,893E-04	-3,420E-02 ± 1,577E-01	-4,291E-04 ± 6,206E-04	76,32	3,94 ± 0,09	9,29 ± 0,21
# 34	6,146E-05	4,900E-03 ± 3,666E-04	7,043E-02 ± 1,960E-01	4,948E-04 ± 5,046E-04	72,95	3,91 ± 0,11	9,21 ± 0,27
# 35	5,346E-05	1,554E-02 ± 3,483E-04	-4,750E-02 ± 2,335E-01	-5,134E-04 ± 7,360E-04	46,14	3,93 ± 0,11	9,26 ± 0,25
# 36	4,170E-05	3,199E-02 ± 5,986E-04	2,593E-01 ± 2,933E-01	-1,164E-03 ± 8,612E-04	31,30	4,31 ± 0,18	10,14 ± 0,41
# 37	7,434E-05	5,997E-03 ± 2,801E-04	6,386E-02 ± 1,633E-01	1,208E-03 ± 5,289E-04	71,10	4,36 ± 0,09	10,27 ± 0,21
# 38	8,340E-05	2,190E-03 ± 1,972E-04	-3,444E-02 ± 1,114E-01	-8,208E-04 ± 3,860E-04	87,27	4,44 ± 0,06	10,45 ± 0,15
# 39	5,623E-05	3,019E-02 ± 3,271E-04	-9,867E-02 ± 1,683E-01	-2,578E-04 ± 6,311E-04	32,51	4,30 ± 0,10	10,12 ± 0,24
# 40	8,976E-05	2,851E-03 ± 1,788E-04	-7,530E-02 ± 1,022E-01	-2,466E-04 ± 5,436E-04	82,41	3,95 ± 0,06	9,27 ± 0,13
# 41	7,734E-05	1,412E-03 ± 2,296E-04	-2,557E-02 ± 1,232E-01	-7,521E-05 ± 4,544E-04	90,34	3,90 ± 0,07	9,15 ± 0,17
# 42	3,948E-05	2,471E-03 ± 4,152E-04	3,499E-01 ± 2,340E-01	-2,820E-04 ± 6,408E-04	84,32	3,93 ± 0,13	9,20 ± 0,31
# 43	7,637E-05	1,893E-03 ± 2,129E-04	-1,101E-01 ± 1,238E-01	3,909E-04 ± 3,310E-04	87,21	3,82 ± 0,07	8,94 ± 0,16
# 44	6,820E-05	1,494E-03 ± 2,530E-04	2,297E-02 ± 1,435E-01	-1,997E-04 ± 4,307E-04	90,05	4,00 ± 0,08	9,35 ± 0,19
# 45	7,056E-05	1,242E-03 ± 2,324E-04	1,679E-01 ± 1,485E-01	2,088E-04 ± 4,284E-04	91,71	4,06 ± 0,07	9,49 ± 0,17
# 46	7,970E-05	1,013E-03 ± 2,084E-04	3,601E-02 ± 1,182E-01	-3,499E-04 ± 5,698E-04	93,38	4,23 ± 0,07	9,88 ± 0,15
# 47	7,305E-05	9,059E-04 ± 2,147E-04	6,520E-02 ± 1,255E-01	-6,903E-04 ± 4,033E-04	93,94	4,15 ± 0,07	9,70 ± 0,16
# 48	6,813E-05	5,288E-03 ± 3,241E-04	2,365E-01 ± 1,491E-01	-3,939E-04 ± 3,974E-04	72,22	4,06 ± 0,10	9,55 ± 0,24
# 49	5,288E-05	5,289E-03 ± 3,699E-04	1,689E-01 ± 1,697E-01	-6,821E-04 ± 6,462E-04	71,81	3,98 ± 0,11	9,36 ± 0,27
# 50	6,502E-05	1,469E-03 ± 3,160E-04	1,505E-01 ± 1,503E-01	5,926E-04 ± 4,421E-04	90,49	4,13 ± 0,10	9,71 ± 0,23
# 51	4,616E-05	3,995E-03 ± 4,358E-04	2,955E-01 ± 2,140E-01	-4,242E-04 ± 6,681E-04	77,79	4,14 ± 0,13	9,74 ± 0,32
# 52	6,943E-05	1,132E-02 ± 3,802E-04	1,695E-02 ± 1,764E-01	-3,565E-04 ± 4,970E-04	60,54	5,13 ± 0,12	12,01 ± 0,27
# 53	7,590E-05	3,682E-03 ± 3,717E-04	-1,601E-01 ± 1,536E-01	-2,062E-04 ± 4,692E-04	79,52	4,22 ± 0,11	9,89 ± 0,26
# 54	6,522E-05	2,286E-03 ± 3,949E-04	-7,215E-03 ± 1,833E-01	-5,122E-04 ± 4,554E-04	86,27	4,25 ± 0,12	9,94 ± 0,28
# 55	5,967E-05	4,530E-03 ± 4,461E-04	4,478E-03 ± 2,180E-01	-7,116E-05 ± 5,633E-04	74,97	4,01 ± 0,13	9,41 ± 0,32
# 56	8,206E-05	1,772E-02 ± 4,116E-04	7,286E-02 ± 1,491E-01	-4,315E-05 ± 5,192E-04	51,80	5,63 ± 0,12	13,21 ± 0,29
# 57	3,279E-05	5,846E-03 ± 7,714E-04	4,619E-01 ± 3,747E-01	-2,673E-03 ± 6,955E-04	69,29	3,90 ± 0,23	9,18 ± 0,55
# 58	5,297E-05	3,433E-03 ± 4,864E-04	-5,451E-02 ± 2,278E-01	4,639E-04 ± 5,078E-04	79,59	3,96 ± 0,15	9,32 ± 0,35
# 59	3,864E-05	1,198E-02 ± 7,619E-04	1,423E-01 ± 3,183E-01	-4,197E-04 ± 8,347E-04	53,48	4,07 ± 0,23	9,58 ± 0,54
# 60	6,515E-05	2,925E-03 ± 3,970E-04	-6,213E-02 ± 1,807E-01	6,957E-04 ± 3,842E-04	82,56	4,09 ± 0,12	9,64 ± 0,28
# 61	9,038E-05	1,447E-03 ± 2,814E-04	-4,058E-02 ± 1,311E-01	-2,523E-04 ± 4,993E-04	90,58	4,11 ± 0,09	9,66 ± 0,20
# 62	5,482E-05	3,321E-03 ± 4,618E-04	-1,877E-02 ± 2,179E-01	2,768E-04 ± 5,423E-04	80,00	3,93 ± 0,14	9,15 ± 0,32
# 63	5,775E-05	7,148E-03 ± 4,664E-04	1,382E-01 ± 2,072E-01	3,167E-04 ± 6,471E-04	67,34	4,36 ± 0,14	10,25 ± 0,33
# 64	4,536E-05	6,507E-03 ± 5,860E-04	-1,646E-02 ± 2,645E-01	3,546E-04 ± 5,866E-04	68,16	4,12 ± 0,18	9,69 ± 0,41
# 65	7,680E-05	2,021E-03 ± 2,481E-04	-1,670E-01 ± 1,202E-01	8,582E-04 ± 6,941E-04	87,88	4,33 ± 0,08	10,18 ± 0,18
# 66	7,587E-05	1,730E-03 ± 2,762E-04	-2,487E-01 ± 1,226E-01	-3,551E-04 ± 6,803E-04	88,14	3,80 ± 0,08	8,92 ± 0,20
# 67	5,729E-05	4,142E-03 ± 3,726E-04	3,037E-02 ± 1,834E-01	-7,977E-04 ± 8,714E-04	76,48	3,98 ± 0,11	9,32 ± 0,26

# 68	4,218E-05	3,938E-03	±	5,280E-04	-7,910E-02	±	2,287E-01	-5,222E-04	±	1,036E-03	80,72	4,87	± 0,16	11,41 ± 0,37
# 69	6,938E-05	3,993E-03	±	3,072E-04	-3,838E-02	±	1,402E-01	-8,739E-04	±	7,054E-04	77,37	4,04	± 0,09	9,45 ± 0,22
# 70	6,776E-05	6,377E-03	±	3,098E-04	-8,943E-02	±	1,369E-01	9,399E-04	±	7,352E-04	67,72	3,95	± 0,09	9,25 ± 0,22
# 71	5,031E-05	2,095E-03	±	4,644E-04	5,740E-01	±	3,686E-01	7,816E-04	±	5,575E-04	87,35	4,28	± 0,14	10,01 ± 0,33
# 72	5,267E-05	2,243E-03	±	4,712E-04	-4,895E-01	±	3,545E-01	1,106E-03	±	4,607E-04	86,27	4,17	± 0,14	9,75 ± 0,34
# 73	5,052E-05	5,340E-03	±	4,407E-04	-4,959E-01	±	3,855E-01	-3,049E-04	±	6,631E-04	71,27	3,92	± 0,14	9,16 ± 0,32
# 74	5,371E-05	3,447E-03	±	4,372E-04	1,004E-01	±	3,267E-01	-1,344E-03	±	4,079E-04	79,20	3,88	± 0,13	9,08 ± 0,31
# 75	5,388E-05	3,896E-03	±	4,413E-04	3,141E-01	±	3,682E-01	-7,726E-04	±	3,663E-04	77,75	4,02	± 0,14	9,42 ± 0,32
# 76	5,343E-05	4,681E-03	±	4,606E-04	1,001E+00	±	3,727E-01	-1,252E-03	±	4,708E-04	74,64	4,07	± 0,14	9,53 ± 0,33
# 77	5,413E-05	9,322E-03	±	4,195E-04	2,493E-01	±	4,074E-01	-5,874E-04	±	4,740E-04	64,71	5,05	± 0,13	11,81 ± 0,30
# 78	4,965E-05	1,101E-02	±	4,564E-04	1,044E-01	±	3,596E-01	1,222E-03	±	5,262E-04	54,95	3,97	± 0,14	9,29 ± 0,33
# 79	4,912E-05	6,729E-03	±	5,041E-04	-5,417E-01	±	4,229E-01	-8,495E-04	±	5,164E-04	67,44	4,12	± 0,15	9,64 ± 0,36
# 80	4,903E-05	3,311E-03	±	4,567E-04	-1,155E+00	±	3,744E-01	1,872E-04	±	4,539E-04	78,48	3,57	± 0,14	8,35 ± 0,33
# 81	4,946E-05	7,307E-03	±	4,775E-04	-3,552E-01	±	3,875E-01	-6,326E-04	±	5,572E-04	64,20	3,87	± 0,15	9,06 ± 0,34
# 82	4,608E-05	3,701E-03	±	5,204E-04	3,155E-01	±	4,136E-01	-2,594E-05	±	5,372E-04	76,92	3,65	± 0,16	8,53 ± 0,37
# 83	4,179E-05	1,907E-03	±	4,204E-04	-7,376E-02	±	1,002E+00	4,369E-04	±	8,405E-04	87,26	3,86	± 0,13	9,05 ± 0,29
# 84	5,178E-05	2,221E-03	±	3,384E-04	-3,911E-02	±	8,275E-01	-4,328E-04	±	4,632E-04	85,24	3,79	± 0,10	8,88 ± 0,24
# 85	5,232E-05	3,877E-03	±	3,254E-04	-7,173E-01	±	7,947E-01	-6,035E-04	±	5,152E-04	77,48	3,94	± 0,10	9,23 ± 0,23
# 86	5,146E-05	3,008E-03	±	3,355E-04	-1,691E-01	±	8,374E-01	-1,090E-03	±	4,623E-04	81,82	4,00	± 0,10	9,37 ± 0,24
# 87	5,132E-05	6,782E-03	±	3,803E-04	-1,551E-01	±	8,172E-01	3,421E-05	±	3,736E-04	66,65	4,01	± 0,11	9,38 ± 0,27
# 88	4,987E-05	3,458E-03	±	3,563E-04	-5,145E-01	±	8,507E-01	1,208E-04	±	3,760E-04	81,91	4,63	± 0,11	10,83 ± 0,26
# 89	5,070E-05	7,963E-03	±	3,701E-04	-3,723E-01	±	8,552E-01	5,485E-04	±	3,758E-04	63,30	4,06	± 0,11	9,51 ± 0,26
# 90	5,096E-05	3,101E-03	±	3,577E-04	-2,581E-01	±	8,381E-01	7,486E-05	±	4,917E-04	80,23	3,72	± 0,11	8,72 ± 0,25
# 91	4,744E-05	8,675E-04	±	4,056E-04	-1,893E-01	±	4,919E-01	-5,191E-04	±	4,852E-04	93,96	3,99	± 0,12	9,35 ± 0,29
# 92	5,040E-05	1,539E-03	±	4,377E-04	4,716E-01	±	5,890E-01	3,485E-04	±	6,086E-04	89,70	3,96	± 0,13	9,28 ± 0,31
# 93	4,767E-05	1,553E-03	±	4,045E-04	9,727E-02	±	5,139E-01	2,105E-03	±	7,489E-04	89,75	4,02	± 0,12	9,42 ± 0,28
# 94	5,181E-05	2,383E-02	±	4,778E-04	-4,634E-01	±	4,515E-01	1,343E-03	±	5,786E-04	36,37	4,03	± 0,14	9,45 ± 0,33
# 95	5,238E-05	2,096E-03	±	3,718E-04	-3,985E-01	±	4,666E-01	3,898E-05	±	6,192E-04	85,96	3,79	± 0,11	8,88 ± 0,26
# 96	5,045E-05	4,666E-03	±	3,758E-04	-3,580E-01	±	4,764E-01	-1,164E-03	±	5,961E-04	73,55	3,83	± 0,11	8,99 ± 0,27
# 97	4,806E-05	4,851E-03	±	4,066E-04	-2,948E-01	±	5,031E-01	-2,594E-04	±	5,658E-04	71,96	3,68	± 0,12	8,62 ± 0,29
# 98	3,813E-05	7,178E-03	±	5,410E-04	1,302E-01	±	6,235E-01	-2,499E-04	±	6,000E-04	61,60	3,40	± 0,16	7,98 ± 0,38
# 99	4,550E-05	4,915E-03	±	4,414E-04	2,611E-01	±	5,152E-01	-5,054E-04	±	5,265E-04	71,64	3,67	± 0,13	8,60 ± 0,31
# 100	4,512E-05	1,684E-02	±	5,986E-04	3,064E-01	±	5,581E-01	1,256E-04	±	4,463E-04	47,24	4,45	± 0,18	10,44 ± 0,42
# 101	4,400E-05	7,072E-03	±	4,883E-04	2,872E-01	±	5,806E-01	7,394E-04	±	5,138E-04	65,46	3,96	± 0,15	9,28 ± 0,34
# 102	4,520E-05	4,108E-03	±	4,433E-04	2,772E-01	±	5,043E-01	-6,653E-04	±	5,296E-04	76,58	3,97	± 0,13	9,30 ± 0,31
# 103	4,963E-05	6,170E-03	±	4,458E-04	4,854E-01	±	4,569E-01	-2,689E-04	±	4,405E-04	67,14	3,73	± 0,13	8,73 ± 0,31
# 104	4,652E-05	1,172E-03	±	3,625E-04	-2,254E-01	±	4,783E-01	-8,088E-04	±	6,230E-04	92,28	4,14	± 0,11	9,69 ± 0,26
# 105	4,895E-05	3,903E-03	±	3,469E-04	-7,772E-01	±	4,488E-01	-5,363E-04	±	6,733E-04	78,21	4,14	± 0,11	9,70 ± 0,25
# 106	4,937E-05	4,439E-03	±	3,629E-04	1,987E-02	±	5,063E-01	-1,304E-03	±	5,705E-04	76,82	4,35	± 0,11	10,18 ± 0,26
# 107	5,340E-05	2,265E-03	±	3,482E-04	4,540E-01	±	4,237E-01	2,598E-05	±	5,157E-04	86,01	4,11	± 0,11	9,64 ± 0,25
# 108	5,112E-05	2,214E-03	±	3,638E-04	-9,944E-02	±	4,398E-01	-8,256E-04	±	6,274E-04	85,94	4,00	± 0,11	9,37 ± 0,26
# 109	4,013E-05	6,953E-03	±	4,463E-04	-1,870E-01	±	6,817E-01	-1,218E-03	±	6,436E-04	69,38	4,66	± 0,14	10,89 ± 0,32
# 110	4,109E-05	4,295E-03	±	4,558E-04	4,808E-02	±	5,652E-01	-1,600E-03	±	7,482E-04	73,95	3,60	± 0,14	8,44 ± 0,32
# 111	3,595E-05	5,501E-03	±	4,899E-04	-6,780E-01	±	6,156E-01	-1,514E-03	±	7,916E-04	68,80	3,58	± 0,15	8,39 ± 0,35
# 112	3,875E-05	2,797E-03	±	4,307E-04	-1,709E-01	±	5,851E-01	-6,935E-05	±	7,555E-04	82,00	3,76	± 0,13	8,81 ± 0,31
# 113	4,290E-05	1,995E-03	±	4,422E-04	-1,564E-02	±	5,128E-01	2,117E-03	±	9,213E-04	87,00	3,94	± 0,14	9,23 ± 0,32
# 114	4,338E-05	2,141E-03	±	3,774E-04	-1,146E-01	±	5,357E-01	-1,614E-03	±	7,407E-04	85,34	3,68	± 0,12	8,62 ± 0,27
# 115	3,249E-05	3,852E-03	±	5,429E-04	-1,290E+00	±	7,372E-01	-1,889E-04	±	9,206E-04	76,42	3,69	± 0,17	8,63 ± 0,39
# 116	3,254E-05	7,035E-03	±	4,838E-04	-4,305E-01	±	7,578E-01	1,344E-03	±	8,694E-04	64,57	3,79	± 0,15	8,86 ± 0,35
# 117	2,626E-05	3,295E-03	±	8,426E-04	6,130E-01	±	1,111E+00	-3,802E-05	±	6,959E-04	82,15	4,48	± 0,27	10,48 ± 0,64
# 118	4,821E-05	2,954E-03	±	4,625E-04	5,195E-01	±	5,494E-01	1,052E-03	±	4,692E-04	85,47	5,13	± 0,15	12,05 ± 0,35
# 119	4,936E-05	1,022E-02	±	4,901E-04	9,889E-02	±	5,300E-01	4,088E-04	±	5,988E-04	58,39	4,24	± 0,16	9,96 ± 0,37
# 120	4,907E-05	3,441E-03	±	4,419E-04	-9,749E-02	±	5,386E-01	9,068E-04	±	4,913E-04	80,42	4,18	± 0,14	9,81 ± 0,34
# 121	4,878E-05	6,428E-03	±	4,434E-04	-2,204E-01	±	5,426E-01	-1,144E-04	±	5,556E-04	70,12	4,46	± 0,15	10,48 ± 0,34
# 122	4,901E-05	1,329E-02	±	4,904E-04	-4,871E-01	±	5,491E-01	2,715E-05	±	5,957E-04	49,50	3,85	± 0,16	9,05 ± 0,37
# 123	4,562E-05	2,652E-03	±	4,705E-04	-2,638E-02	±	5,670E-01	1,133E-04	±	4,695E-04	82,56	3,71	± 0,15	8,72 ± 0,36
# 124	4,264E-05	1,736E-03	±	5,053E-04	1,285E-01	±	6,215E-01	-5,021E-04	±	6,801E-04	88,19	3,83	± 0,16	9,00 ± 0,38
# 125	4,228E-05	1,240E-03	±	5,182E-04	-9,335E-02	±	6,176E-01	-8,627E-04	±	4,998E-04	91,23	3,81	± 0,17	8,95 ± 0,39
# 126	4,487E-05	1,817E-03	±	4,811E-04	-4,549E-01	±	6,028E-01	-7,786E-04	±	4,691E-04	87,75	3,85	± 0,16	9,04 ± 0,37
# 127	4,324E-05	1,866E-03	±	5,111E-04	1,023E+00	±	6,176E-01	-1,231E-04	±	5,077E-04	88,03	4,06	± 0,17	9,54 ± 0,39
# 128	4,282E-05	2,929E-03	±	5,058E-04	-5,157E-01	±	6,491E-01	6,761E-04	±	5,396E-04	80,91	3,67	± 0,16	8,61 ± 0,38
# 129	4,398E-05	6,690E-03	±	4,683E-04	-7,666E-01	±	5,394E-01	-1,013E-03	±	6,923E-04	68,27	4,25	± 0,15	9,96 ± 0,36
# 130	4,248E-05	4,604E-03	±	4,719E-04	-2,495E-01	±	5,070E-01	1,198E-03	±	8,173E-04	75,26	4,14	± 0,15	9,69 ± 0,36
# 131	4,240E-05	3,847E-03	±	4,678E-04	-1,811E-01	±	5,727E-01	7,264E-04	±	9,093E-04	78,93	4,26	± 0,15	9,98 ± 0,36
# 132	4,436E-05	4,457E-03	±	4,539E-04	2,521E-01	±	5,025E-01	-4,477E-04	±	7,355E-04	77,71	4,59	± 0,15	10,75 ± 0,35
# 133	1,155E-05	1,077E-02	±	1,827E-03	4,076E+00	±	1,970E+00	-1,134E-03	±	2,581E-03	54,11	3,75	± 0,59	8,79 ± 1,37
# 134	3,907E-05	1,886E-03	±	5,028E-04	1,486E+00	±	6,784E-01	-1,418E-04	±	7,760E-04	87,48	3,89	± 0,16	9,11 ± 0,38
# 135	3,744E-05	1,674E-03	±	5,516E-04	3,118E-01	±	5,583E-01	-7,852E-04	±	9,869E-04	87,77	3,55	± 0,18	8,31 ± 0,42
# 136	3,385E-05	3,532E-03	±	6,206E-04	-7,804E-01	±	6,824E-01	8,575E-04	±	1,138E-03	77,72	3,64	± 0,20	8,53 ± 0,47
# 137	3,569E-05	1,552E-02	±	6,728E-04	-9,242E-01	±	7,042E-01	3,177E-04	±	8,900E-04	50,72	4,72	± 0,21	11,05 ± 0,50

Spot #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Ar*	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N63.MS1	**IK28aB**	(date first run: 05-16-2017; irradiation length: 5.00 hours)					
# 1	5,728E-05	1,890E-03 ± 1,859E-04	1,664E-02 ± 6,110E-02	8,368E-04 ± 4,243E-04	89,01	4,52 ± 0,06	10,64 ± 0,15
# 2	5,839E-05	2,669E-03 ± 2,573E-04	7,023E-02 ± 8,545E-02	1,521E-03 ± 4,373E-04	84,52	4,31 ± 0,08	10,12 ± 0,19
# 3	5,944E-05	2,249E-03 ± 2,189E-04	-1,055E-01 ± 4,758E-02	2,994E-04 ± 3,406E-04	85,84	4,03 ± 0,07	9,47 ± 0,17
# 4	1,155E-05	1,359E-02 ± 1,108E-03	3,963E-01 ± 4,122E-01	-4,926E-04 ± 1,602E-03	27,95	1,56 ± 0,35	3,67 ± 0,82
# 5	3,387E-05	2,837E-03 ± 7,550E-04	-2,545E-01 ± 2,553E-01	1,344E-03 ± 6,760E-04	81,14	3,61 ± 0,23	8,48 ± 0,53
# 6	4,452E-05	2,648E-03 ± 5,721E-04	-2,018E-01 ± 1,898E-01	4,865E-05 ± 6,193E-04	83,15	3,86 ± 0,17	9,08 ± 0,40
# 7	1,733E-05	8,568E-03 ± 1,462E-03	-5,434E-01 ± 5,127E-01	-5,431E-04 ± 1,145E-03	53,61	2,93 ± 0,44	6,89 ± 1,03
# 8	6,028E-05	2,182E-03 ± 4,296E-04	-9,706E-02 ± 1,438E-01	6,294E-04 ± 5,903E-04	85,99	3,96 ± 0,13	9,30 ± 0,30
# 9	6,909E-05	1,519E-03 ± 3,729E-04	1,034E-02 ± 1,272E-01	-1,830E-04 ± 4,573E-04	90,49	4,27 ± 0,11	10,03 ± 0,26
# 10	2,318E-05	4,993E-03 ± 1,077E-03	1,709E-02 ± 3,716E-01	-1,181E-04 ± 9,780E-04	68,67	3,23 ± 0,32	7,60 ± 0,76
# 11	2,147E-05	3,052E-03 ± 1,256E-03	1,952E-01 ± 3,837E-01	-1,576E-03 ± 1,048E-03	77,92	3,18 ± 0,38	7,49 ± 0,89
# 12	2,334E-05	7,962E-03 ± 1,100E-03	-1,800E-01 ± 3,895E-01	1,439E-03 ± 1,112E-03	55,81	2,97 ± 0,33	7,00 ± 0,78
# 13	5,978E-05	5,972E-03 ± 4,766E-04	7,119E-02 ± 1,563E-01	-2,833E-04 ± 5,475E-04	65,49	3,35 ± 0,14	7,89 ± 0,34
# 14	8,322E-05	1,887E-03 ± 3,175E-04	1,468E-02 ± 1,053E-01	-9,634E-05 ± 4,368E-04	86,99	3,73 ± 0,10	8,77 ± 0,22
# 15	3,881E-05	8,808E-03 ± 6,627E-04	4,049E-01 ± 2,209E-01	-1,311E-03 ± 6,489E-04	56,76	3,42 ± 0,20	8,04 ± 0,47
# 16	5,221E-05	1,494E-03 ± 4,942E-04	-7,500E-02 ± 1,562E-01	-2,154E-04 ± 5,388E-04	89,89	3,92 ± 0,15	9,22 ± 0,35
# 17	2,255E-05	4,200E-03 ± 8,750E-04	4,131E-01 ± 8,883E-01	7,388E-04 ± 7,414E-04	74,38	3,60 ± 0,26	8,47 ± 0,61
# 18	2,043E-05	4,525E-03 ± 8,944E-04	-1,707E-01 ± 8,915E-01	-3,739E-04 ± 8,576E-04	71,69	3,39 ± 0,27	7,96 ± 0,63
# 19	2,486E-05	2,888E-03 ± 7,259E-04	-4,622E-01 ± 7,290E-01	2,777E-04 ± 9,782E-04	80,47	3,52 ± 0,22	8,27 ± 0,51
# 20	1,849E-05	3,773E-03 ± 1,029E-03	-1,326E-01 ± 9,553E-01	-1,527E-05 ± 8,382E-04	76,00	3,53 ± 0,31	8,30 ± 0,73
# 21	1,471E-05	4,647E-03 ± 1,275E-03	4,735E-01 ± 1,362E+00	3,328E-04 ± 1,488E-03	71,24	3,40 ± 0,38	8,00 ± 0,90
# 22	5,297E-05	1,833E-03 ± 3,521E-04	1,455E-01 ± 3,416E-01	1,243E-04 ± 3,625E-04	87,97	3,96 ± 0,11	9,31 ± 0,25
# 23	1,501E-05	8,719E-03 ± 1,311E-03	2,380E-01 ± 1,283E+00	2,651E-03 ± 9,173E-04	57,33	3,46 ± 0,39	8,14 ± 0,92
# 24	1,444E-05	5,823E-03 ± 1,350E-03	1,232E+00 ± 1,453E+00	-3,155E-04 ± 1,220E-03	68,27	3,70 ± 0,40	8,70 ± 0,95
# 25	1,451E-05	8,580E-03 ± 1,322E-03	2,160E+00 ± 1,255E+00	-9,556E-04 ± 9,032E-04	54,13	2,99 ± 0,40	7,04 ± 0,93
# 26	1,300E-05	1,090E-02 ± 1,589E-03	1,716E+00 ± 1,658E+00	2,787E-03 ± 1,214E-03	47,57	2,92 ± 0,47	6,87 ± 1,11
# 27	1,992E-05	4,134E-03 ± 9,434E-04	1,536E+00 ± 1,101E+00	-5,623E-04 ± 8,250E-04	73,54	3,40 ± 0,28	7,98 ± 0,66
# 28	2,008E-05	4,461E-03 ± 1,061E-03	-1,368E+00 ± 1,057E+00	4,648E-05 ± 7,473E-04	72,85	3,54 ± 0,32	8,32 ± 0,74
# 29	2,007E-05	4,145E-03 ± 1,120E-03	-1,325E+00 ± 1,055E+00	-2,454E-04 ± 9,326E-04	73,32	3,37 ± 0,33	7,92 ± 0,78
# 30	1,848E-05	7,172E-03 ± 1,129E-03	-1,258E+00 ± 1,050E+00	-1,622E-03 ± 1,060E-03	57,08	2,82 ± 0,34	6,63 ± 0,79
# 31	2,400E-05	4,105E-03 ± 8,949E-04	-1,402E-01 ± 9,097E-01	-6,487E-04 ± 8,539E-04	71,84	3,10 ± 0,27	7,28 ± 0,63
# 32	1,482E-05	6,876E-03 ± 1,456E-03	-4,601E-01 ± 1,439E+00	-1,872E-03 ± 8,519E-04	59,39	2,97 ± 0,43	6,99 ± 1,02
# 33	4,378E-05	9,167E-04 ± 5,238E-04	-3,776E-01 ± 7,949E-01	7,775E-04 ± 6,994E-04	93,27	3,75 ± 0,16	8,82 ± 0,37
# 34	4,570E-05	1,122E-03 ± 5,020E-04	-4,458E-01 ± 7,760E-01	2,365E-04 ± 4,871E-04	92,34	4,00 ± 0,15	9,39 ± 0,35
# 35	4,740E-05	1,124E-03 ± 4,705E-04	1,034E-02 ± 7,456E-01	8,065E-04 ± 5,559E-04	92,23	3,94 ± 0,14	9,28 ± 0,33
# 36	3,560E-05	5,321E-03 ± 6,396E-04	-6,848E-01 ± 1,013E+00	-5,150E-04 ± 5,725E-04	71,29	3,91 ± 0,19	9,19 ± 0,45
# 37	4,863E-05	1,195E-03 ± 4,806E-04	-7,073E-01 ± 7,422E-01	1,001E-04 ± 4,668E-04	91,87	3,99 ± 0,14	9,39 ± 0,34
# 38	4,517E-05	1,192E-03 ± 5,002E-04	7,499E-01 ± 8,088E-01	-1,842E-06 ± 4,616E-04	91,79	3,94 ± 0,15	9,26 ± 0,35
# 39	3,015E-05	1,896E-03 ± 7,605E-04	1,880E-01 ± 1,170E+00	-9,349E-04 ± 8,047E-04	85,29	3,25 ± 0,23	7,63 ± 0,53
# 40	4,259E-05	6,319E-04 ± 5,257E-04	-1,335E-01 ± 8,143E-01	7,585E-05 ± 4,972E-04	95,00	3,55 ± 0,16	8,33 ± 0,37
# 41	3,631E-05	1,625E-03 ± 6,205E-04	-8,296E-02 ± 9,721E-01	-1,801E-04 ± 6,897E-04	86,94	3,20 ± 0,18	7,50 ± 0,43
# 42	4,064E-05	2,274E-03 ± 6,009E-04	-3,411E-01 ± 9,707E-01	-9,207E-04 ± 5,531E-04	83,06	3,30 ± 0,18	7,75 ± 0,42
# 43	2,610E-05	1,876E-03 ± 8,906E-04	-5,565E-01 ± 1,426E+00	6,989E-04 ± 6,718E-04	86,56	3,57 ± 0,27	8,39 ± 0,62
# 44	4,867E-05	1,382E-03 ± 2,627E-04	-7,219E-03 ± 5,360E-01	-7,757E-04 ± 6,205E-04	89,33	3,42 ± 0,08	8,02 ± 0,19
# 45	3,873E-05	2,387E-03 ± 3,210E-04	-1,178E+00 ± 5,984E-01	-3,301E-04 ± 5,951E-04	81,57	3,12 ± 0,10	7,34 ± 0,23
# 46	3,082E-05	8,087E-04 ± 4,280E-04	-3,868E-01 ± 8,043E-01	-1,180E-03 ± 6,749E-04	93,63	3,51 ± 0,13	8,26 ± 0,31
# 47	3,749E-05	1,146E-03 ± 2,903E-04	-6,087E-01 ± 5,150E-01	-2,134E-04 ± 5,251E-04	91,02	3,43 ± 0,09	8,06 ± 0,22
# 48	3,208E-05	2,337E-03 ± 3,600E-04	3,235E-01 ± 6,298E-01	3,548E-04 ± 6,748E-04	82,54	3,26 ± 0,11	7,67 ± 0,27
# 49	2,021E-05	1,870E-03 ± 6,408E-04	-6,489E-01 ± 1,140E+00	-5,872E-04 ± 9,912E-04	85,84	3,35 ± 0,20	7,86 ± 0,47
# 50	2,781E-05	7,852E-04 ± 4,518E-04	-5,328E-01 ± 8,221E-01	-8,072E-04 ± 6,575E-04	94,13	3,72 ± 0,14	8,73 ± 0,33
# 51	2,930E-05	2,763E-03 ± 4,039E-04	-3,895E-01 ± 8,594E-01	-2,278E-04 ± 8,533E-04	80,12	3,29 ± 0,13	7,72 ± 0,30

Annexe 5 : Tableaux d'analyses concernant la cible d'étude du Tende

5.1 Compositions chimiques

Les compositions chimiques sont données dans des tableaux et sont triées par échantillon et texture selon les lignes. Selon les colonnes, il est indiqué dans la partie de gauche les données en poids d'oxydes et à droite le nombre d'atome par formule structurale. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 8 oxygènes pour les feldspaths, 11 oxygènes pour la biotite et la muscovite, 23 oxygènes pour l'amphibole et 12.5 pour l'épidote. Abréviation utilisée dans la colonne « texture » : Mag. : magmatic ; Metam. : metamorphic ; C.T. : coronitic texture ; Undif. : Undifferencied ; Alt. : Alteration.

5.1.1 Feldspath potassique

Ech	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
TE61	Mag.	64,8	0,07	18,2	0,11	0,09	0,00	0,00	0,40	15,8	99,5	3,02	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,94	5,00
TE61	Mag.	65,1	0,01	18,1	0,00	0,13	0,01	0,00	0,28	15,6	99,2	3,04	0,00	1,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,93	5,00
TE61	Mag.	65,2	0,05	17,9	0,03	0,00	0,03	0,00	0,29	15,1	98,7	3,07	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,90	5,00
TE61	Mag.	64,3	0,04	17,9	0,00	0,15	0,02	0,00	0,30	16,3	99,1	3,01	0,00	0,99	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE61	Mag.	65,5	0,00	18,1	0,03	0,00	0,00	0,00	0,33	15,8	99,8	3,04	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,93	5,00
TE61	Mag.	64,8	0,00	18,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	16,3	99,5	3,02	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,97	5,00
TE61	Mag.	65,2	0,01	18,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	15,5	99,1	3,05	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,93	5,00
TE61	Mag.	65,4	0,01	17,8	0,00	0,07	0,00	0,00	0,38	15,1	98,8	3,07	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,91	5,00
TE61	Mag.	65,7	0,00	18,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	15,8	99,9	3,05	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,93	5,00
TE61	Mag.	65,8	0,00	17,7	0,00	0,06	0,00	0,00	0,28	15,7	99,5	3,07	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,93	5,00
TE61	Mag.	65,4	0,00	18,2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,30	15,4	99,4	3,05	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,92	5,00
TE61	Mag.	64,9	0,00	17,8	0,12	0,05	0,01	0,00	0,21	15,2	98,4	3,07	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,92	5,00
TE61	Mag.	63,7	0,08	17,7	0,01	0,09	0,01	0,00	0,36	16,3	98,3	3,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE61	Mag.	64,4	0,00	17,8	0,01	0,12	0,00	0,00	0,29	16,3	98,9	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE61	Mag.	63,9	0,00	17,6	0,00	0,13	0,00	0,00	0,49	16,4	98,5	3,00	0,00	0,97	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,98	5,00
TE61	Mag.	63,9	0,00	17,6	0,14	0,00	0,00	0,00	1,48	15,3	98,5	2,98	0,00	0,97	0,01	0,00	0,00	0,00	0,13	0,91	5,00
TE61	Mag.	64,2	0,00	17,7	0,07	0,07	0,01	0,00	0,33	16,6	99,0	3,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,00
TE61	Mag.	63,8	0,04	17,7	0,12	0,03	0,00	0,00	0,27	16,9	98,8	2,98	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	1,01	5,00
TE73	Mag.	65,8	0,00	17,9	0,10	0,00	0,00	0,00	0,35	16,1	100,3	3,04	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,95	5,00
TE73	Mag.	65,4	0,00	17,8	0,02	0,01	0,00	0,00	0,30	16,1	99,6	3,04	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,95	5,00
TE73	Mag.	65,1	0,05	17,8	0,00	0,01	0,00	0,00	0,24	16,3	99,4	3,03	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,97	5,00
TE73	Mag.	64,6	0,00	17,6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	15,7	98,3	3,05	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,95	5,00
TE73	Mag.	65,0	0,00	17,8	0,00	0,03	0,00	0,01	0,23	15,8	98,8	3,05	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,95	5,00
TE73	Mag.	64,3	0,05	17,6	0,08	0,00	0,00	0,00	0,22	16,1	98,4	3,03	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,97	5,00
TE73	Mag.	64,6	0,00	17,6	0,02	0,06	0,01	0,00	0,32	16,0	98,6	3,03	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00
TE73	Mag.	63,9	0,08	17,9	0,14	0,00	0,00	0,00	0,32	16,4	98,7	3,00	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE73	Mag.	64,5	0,11	17,6	0,01	0,00	0,00	0,00	0,27	16,0	98,5	3,04	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,96	5,00
TE73	Mag.	64,0	0,00	17,4	0,01	0,00	0,00	0,00	0,31	16,4	98,1	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,00
TE73	Mag.	64,7	0,00	17,2	0,23	0,00	0,02	0,00	0,30	16,6	99,0	3,02	0,00	0,95	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,00
TE73	Mag.	64,0	0,09	17,2	0,17	0,00	0,00	0,00	0,32	16,2	98,1	3,02	0,00	0,96	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE77	Metam.	62,2	0,05	17,8	0,09	0,06	0,00	0,00	0,34	16,6	97,1	2,96	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	1,00	5,00
TE77	Metam.	63,1	0,00	17,4	0,13	0,00	0,00	0,00	0,33	16,2	97,2	3,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE77	Metam.	62,7	0,01	17,6	0,17	0,00	0,00	0,00	0,31	16,9	97,7	2,96	0,00	0,98	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	1,02	5,00
TE77	Metam.	63,2	0,00	17,7	0,28	0,00	0,00	0,00	0,20	16,1	97,4	3,00	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,98	5,00

TE77	Metam.	63,6	0,00	17,6	0,12	0,08	0,00	0,00	0,34	16,0	97,7	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE77	Metam.	63,7	0,00	17,4	0,25	0,10	0,00	0,00	0,26	16,6	98,3	3,00	0,00	0,97	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,99	5,00
TE77	Metam.	63,4	0,09	17,6	0,22	0,11	0,03	0,00	0,24	16,7	98,5	2,98	0,00	0,98	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	1,00	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,5	0,10	18,0	0,01	0,06	0,00	0,01	0,35	16,6	98,6	2,98	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,0	0,00	17,8	0,03	0,00	0,01	0,02	0,36	16,3	98,5	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,5	0,00	17,9	0,07	0,00	0,00	0,00	0,31	16,1	98,9	3,02	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,9	0,00	17,8	0,00	0,03	0,00	0,00	0,43	16,1	98,3	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,2	0,00	18,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	16,5	99,0	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,5	0,08	18,1	0,09	0,00	0,01	0,00	0,27	16,1	99,1	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,0	0,00	18,2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,40	16,7	99,4	2,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,99	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,00	18,1	0,03	0,11	0,00	0,00	0,25	15,9	98,5	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,6	0,00	18,2	0,15	0,00	0,00	0,00	0,30	16,4	99,7	3,00	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,7	0,00	17,8	0,00	0,04	0,00	0,00	0,34	16,2	99,0	3,02	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,8	0,00	18,1	0,00	0,00	0,00	0,01	0,30	16,3	98,4	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,9	0,00	17,9	0,00	0,00	0,01	0,00	0,29	16,7	98,7	2,99	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,00	17,9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	16,5	98,9	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	66,1	0,00	18,7	0,00	0,00	0,00	0,00	5,98	7,4	98,2	3,03	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,43	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,0	0,00	17,9	0,07	0,00	0,00	0,00	0,26	16,1	98,3	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,2	0,00	18,3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	16,0	98,8	3,00	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,4	0,06	18,1	0,09	0,00	0,00	0,00	0,36	16,1	98,1	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,2	0,07	17,9	0,09	0,03	0,00	0,00	0,43	16,6	99,3	2,99	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,0	0,00	17,9	0,05	0,00	0,00	0,00	0,73	16,1	98,7	2,99	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,7	0,00	17,9	0,03	0,00	0,01	0,00	0,42	16,3	98,4	2,99	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,8	0,00	18,1	0,08	0,18	0,00	0,00	0,43	16,2	99,8	3,00	0,00	0,99	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,2	0,15	18,0	0,00	0,04	0,02	0,00	0,33	16,4	99,1	3,00	0,01	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,4	0,00	18,2	0,00	0,00	0,01	0,02	0,38	15,9	98,9	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,95	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,00	17,5	0,05	0,04	0,01	0,00	0,39	16,0	98,1	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,02	18,0	0,01	0,00	0,00	0,00	0,32	16,1	98,7	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,0	0,00	17,9	0,04	0,06	0,00	0,00	0,28	16,3	98,5	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,5	0,08	18,1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	16,4	98,5	2,98	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,06	18,2	0,09	0,05	0,00	0,00	0,31	16,4	99,3	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,7	0,00	18,3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,32	16,2	98,5	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,4	0,00	18,0	0,04	0,00	0,01	0,00	0,32	16,6	99,4	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,2	0,00	18,0	0,08	0,05	0,00	0,00	0,29	16,2	98,8	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,01	18,3	0,06	0,00	0,00	0,00	0,33	16,6	99,4	2,98	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,8	0,00	17,9	0,00	0,00	0,01	0,00	0,27	16,5	98,5	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,99	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,02	17,8	0,05	0,14	0,01	0,00	0,32	16,0	98,4	3,01	0,00	0,99	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,8	0,00	17,9	0,00	0,00	0,03	0,00	0,28	16,9	98,9	2,98	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	1,01	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,7	0,02	18,3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	16,5	98,9	2,98	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,4	0,00	18,0	0,04	0,00	0,00	0,00	0,29	15,9	98,6	3,02	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,95	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,5	0,00	18,1	0,00	0,01	0,00	0,00	0,28	16,4	98,3	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,98	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	66,5	0,00	16,6	0,03	0,00	0,00	0,00	0,35	15,3	98,8	3,13	0,00	0,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,92	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,7	0,00	18,3	0,10	0,00	0,05	0,00	0,30	16,6	99,1	2,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,99	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,05	18,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	16,1	98,6	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,9	0,06	17,9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	16,0	98,1	3,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,0	0,00	17,8	0,04	0,00	0,02	0,00	0,30	16,2	98,3	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,97	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,1	0,00	18,0	0,00	0,00	0,01	0,00	0,28	16,7	98,0	2,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	1,00	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	63,5	0,04	17,8	0,02	0,00	0,01	0,00	0,24	16,5	98,1	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,99	5,00
TE84	Mag. (Zone-A)	64,1	0,00	17,8	0,06	0,13	0,00	0,00	0,31	16,0	98,4	3,01	0,00	0,99	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,96	5,00

5.1.2 Albite métamorphique

Ech	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
TE09		69,3	0,06	19,3	0,08	0,00	0,01	0,00	11,81	0,02	100,6	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00
TE09		69,0	0,04	19,1	0,06	0,05	0,01	0,00	11,70	0,02	100,1	3,02	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00
TE09		68,6	0,05	19,4	0,00	0,05	0,03	0,02	11,87	0,03	100,1	2,99	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE09		69,5	0,00	19,1	0,13	0,00	0,01	0,02	11,78	0,04	100,7	3,02	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00
TE09		69,3	0,00	19,1	0,00	0,03	0,00	0,00	11,93	0,08	100,5	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE09		69,1	0,00	19,1	0,00	0,05	0,01	0,00	11,94	0,00	100,1	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE09		69,5	0,04	19,3	0,00	0,09	0,03	0,05	11,07	0,08	100,2	3,05	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,94	0,00	5,00
TE09		69,4	0,00	19,3	0,00	0,03	0,00	0,02	11,74	0,01	100,6	3,02	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00
TE09		68,7	0,01	19,1	0,01	0,00	0,01	0,00	11,75	0,06	99,7	3,01	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE09		68,9	0,05	18,9	0,00	0,00	0,00	0,01	11,92	0,02	99,9	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE09		68,6	0,02	18,9	0,00	0,00	0,00	0,02	11,82	0,09	99,5	3,01	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE09		69,2	0,04	19,1	0,00	0,08	0,00	0,05	11,71	0,03	100,2	3,02	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00
TE09		69,0	0,00	18,9	0,03	0,00	0,00	0,02	11,80	0,08	99,9	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE09		69,4	0,09	18,6	0,12	0,06	0,00	0,00	11,52	0,06	99,8	3,05	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	5,00
TE09		70,4	0,00	19,0	0,00	0,00	0,05	0,00	9,37	0,01	98,9	3,17	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	0,00	5,00
TE47		68,8	0,05	18,7	0,08	0,00	0,01	0,07	11,54	0,23	99,4	3,03	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,01	5,00
TE47		68,4	0,00	19,0	0,12	0,00	0,00	0,19	12,25	0,04	99,9	2,98	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,01	1,03	0,00	5,00
TE47		69,6	0,00	18,8	0,08	0,00	0,00	0,01	11,62	0,04	100,2	3,04	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	5,00
TE47		68,0	0,10	18,9	0,02	0,00	0,00	0,10	11,91	0,00	99,0	2,99	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE47		68,7	0,04	19,0	0,00	0,14	0,00	0,01	11,87	0,05	99,8	3,00	0,00	0,98	0,00	0,01	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00

TE47		69,4	0,03	18,8	0,11	0,06	0,00	0,00	12,09	0,03	100,5	3,01	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE47		68,2	0,00	18,4	0,00	0,00	0,01	0,00	12,27	0,02	98,9	3,00	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	0,00	5,00
TE47		68,4	0,00	19,0	0,00	0,03	0,00	0,01	12,30	0,00	99,7	2,98	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE47		68,5	0,00	18,9	0,00	0,07	0,01	0,01	12,20	0,00	99,7	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE47		68,9	0,09	18,4	0,09	0,00	0,00	0,00	12,33	0,00	99,9	3,00	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE47		69,1	0,00	19,0	0,00	0,00	0,02	0,03	12,28	0,08	100,6	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE47		69,1	0,00	18,6	0,04	0,00	0,00	0,00	12,36	0,06	100,2	3,00	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE47		68,6	0,00	18,8	0,04	0,00	0,00	0,01	11,91	0,00	99,3	3,01	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE47		68,8	0,00	18,8	0,00	0,00	0,00	0,16	11,77	0,02	99,6	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,01	1,00	0,00	5,00
TE47		68,7	0,08	18,9	0,00	0,00	0,00	0,00	12,01	0,00	99,6	3,01	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE49	C.T. Pl	68,8	0,00	19,6	0,00	0,00	0,01	0,10	11,69	0,06	100,3	3,00	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00
TE49	C.T. Pl	68,3	0,04	19,5	0,13	0,01	0,00	0,22	11,93	0,03	100,2	2,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,01	0,00	5,00
TE49	C.T. Pl	68,2	0,00	19,1	0,00	0,04	0,00	0,35	11,83	0,07	99,6	2,99	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,02	1,00	0,00	5,00
TE49	C.T. Pl	68,4	0,03	19,4	0,00	0,00	0,04	0,05	11,83	0,06	99,8	2,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE61	C.T. FK	68,4	0,00	18,9	0,00	0,20	0,00	0,37	10,18	0,08	98,1	3,08	0,00	1,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,89	0,00	5,00
TE61	C.T. FK	69,0	0,11	19,0	0,24	0,00	0,00	0,41	9,52	0,14	98,4	3,12	0,00	1,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,83	0,01	5,00
TE61	C.T. FK	68,4	0,00	19,3	0,02	0,00	0,00	0,46	9,98	0,03	98,1	3,08	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,87	0,00	5,00
TE61	C.T. FK	69,9	0,00	18,9	0,06	0,00	0,00	0,00	10,47	0,07	99,4	3,10	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	5,00
TE61	C.T. FK	67,8	0,00	19,4	0,16	0,06	0,00	0,67	10,98	0,09	99,2	3,00	0,00	1,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,94	0,00	5,00
TE61	C.T. FK	70,4	0,00	19,2	0,05	0,00	0,00	0,00	10,47	0,03	100,1	3,10	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	5,00
TE61	C.T. FK	66,4	0,00	18,4	0,02	0,00	0,00	0,02	11,65	0,10	96,6	2,99	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,01	5,00
TE61	C.T. FK	69,8	0,03	18,6	0,00	0,00	0,00	0,00	11,34	0,07	99,8	3,07	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,00	5,00
TE61	C.T. FK	68,8	0,00	19,0	0,08	0,00	0,00	0,17	11,36	0,14	99,5	3,03	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,01	0,97	0,01	5,00
TE61	C.T. FK	69,5	0,00	19,0	0,00	0,10	0,03	0,11	11,34	0,13	100,2	3,04	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,01	0,96	0,01	5,00
TE61		68,5	0,00	18,9	0,25	0,00	0,03	0,03	11,94	0,08	99,8	3,00	0,00	0,97	0,01	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE61		69,1	0,06	18,8	0,08	0,00	0,00	0,02	12,19	0,16	100,4	3,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,01	5,00
TE61		68,5	0,02	18,9	0,00	0,00	0,00	0,00	12,25	0,05	99,7	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE61		69,4	0,02	19,1	0,11	0,02	0,00	0,00	12,20	0,00	100,9	3,00	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE61		68,7	0,00	18,8	0,03	0,04	0,00	0,00	12,13	0,10	99,8	3,00	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,01	5,00
TE61		68,8	0,00	19,0	0,02	0,00	0,01	0,00	12,27	0,02	100,1	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE61		68,9	0,00	18,8	0,01	0,07	0,01	0,01	12,25	0,05	100,1	3,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE61		68,3	0,04	18,9	0,03	0,04	0,01	0,00	12,12	0,03	99,5	2,99	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE61		68,7	0,01	18,7	0,00	0,07	0,00	0,01	11,84	0,03	99,4	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE61		68,7	0,00	18,3	0,08	0,00	0,01	0,00	11,68	0,10	98,9	3,04	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,01	5,00
TE61		69,1	0,03	18,7	0,00	0,04	0,00	0,01	11,85	0,10	99,8	3,02	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,01	5,00
TE61		68,7	0,00	18,7	0,04	0,06	0,00	0,00	12,01	0,00	99,5	3,01	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE61		69,4	0,00	18,8	0,01	0,00	0,02	0,02	11,48	0,17	99,9	3,04	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,01	5,00
TE61		67,9	0,00	18,3	0,00	0,15	0,00	0,12	11,54	0,06	98,1	3,02	0,00	0,96	0,00	0,01	0,00	0,01	1,00	0,00	5,00
TE61		68,6	0,00	18,6	0,08	0,01	0,00	0,00	12,16	0,06	99,5	3,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE61		68,9	0,00	18,7	0,04	0,00	0,00	0,00	12,24	0,02	99,9	3,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE61		68,8	0,03	18,7	0,00	0,00	0,04	0,05	11,91	0,03	99,6	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE61		68,8	0,00	18,6	0,05	0,00	0,01	0,00	12,08	0,05	99,6	3,01	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE61		68,6	0,00	18,9	0,00	0,00	0,00	0,00	12,24	0,00	99,7	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE61		69,5	0,00	18,9	0,02	0,00	0,02	0,06	9,57	0,18	98,3	3,14	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	0,01	5,00
TE61		69,8	0,05	19,3	0,07	0,00	0,00	0,04	10,18	0,01	99,5	3,10	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	5,00
TE61		69,4	0,00	19,5	0,05	0,07	0,00	0,34	9,86	0,04	99,3	3,10	0,00	1,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,85	0,00	5,00
TE61		69,2	0,00	18,6	0,00	0,00	0,00	0,06	12,12	0,09	100,1	3,01	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE61		69,5	0,00	18,8	0,01	0,00	0,00	0,04	11,55	0,06	99,9	3,04	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	5,00
TE61		69,2	0,00	19,1	0,20	0,00	0,01	0,00	11,60	0,02	100,1	3,02	0,00	0,98	0,01	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	5,00
TE61		68,4	0,00	19,1	0,06	0,10	0,03	0,05	11,65	0,10	99,5	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,01	5,00
TE61		68,9	0,00	18,9	0,06	0,00	0,00	0,00	11,57	0,06	99,5	3,03	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00
TE61		68,8	0,00	18,4	0,00	0,00	0,00	0,02	12,18	0,10	99,6	3,01	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,01	5,00
TE73		67,4	0,00	19,3	0,09	0,12	0,01	0,31	11,67	0,09	98,9	2,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,00	0,00	5,00
TE73		67,0	0,00	19,3	0,10	0,00	0,00	0,17	11,93	0,03	98,5	2,96	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,01	1,02	0,00	5,00
TE73		66,4	0,00	19,6	0,27	0,03	0,00	0,39	11,24	0,45	98,4	2,95	0,00	1,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,97	0,03	5,00
TE73		67,6	0,00	19,1	0,00	0,00	0,01	0,02	12,19	0,08	99,0	2,97	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE73		67,2	0,00	19,3	0,02	0,08	0,04	0,07	12,08	0,11	98,9	2,96	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,01	5,00
TE73		66,8	0,00	19,3	0,23	0,01	0,00	1,02	11,88	0,10	99,4	2,93	0,00	1,00	0,01	0,00	0,00	0,05	1,01	0,01	5,00
TE73		68,0	0,00	19,1	0,10	0,00	0,00	0,03	12,03	0,06	99,4	2,98	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	68,8	0,05	19,0	0,13	0,00	0,00	0,03	11,50	0,04	99,6	3,02	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	68,7	0,02	19,8	0,16	0,00	0,01	0,82	10,21	0,07	99,7	3,04	0,00	1,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,88	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	67,0	0,09	20,2	0,18	0,04	0,00	1,31	10,18	0,05	99,1	2,99	0,00	1,06	0,01	0,00	0,00	0,06	0,88	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	69,0	0,00	18,8	0,15	0,06	0,00	0,38	10,74	0,06	99,2	3,06	0,00	0,99	0,01	0,00	0,00	0,02	0,92	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	67,1	0,00	19,7	0,17	0,00	0,00	1,12	10,88	0,09	99,1	2,97	0,00	1,03	0,01	0,00	0,00	0,05	0,93	0,01	5,00
TE73	C.T. FK	67,5	0,00	19,5	0,08	0,05	0,01	0,80	11,31	0,07	99,4	2,97	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,97	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	68,6	0,00	18,7	0,00	0,00	0,01	0,15	11,99	0,12	99,6	3,00	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,01	1,02	0,01	5,00
TE73	C.T. FK	68,9	0,00	19,1	0,01	0,00	0,01	0,09	12,38	0,00	100,4	2,98	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	67,9	0,03	18,7	0,00	0,00	0,00	0,06	12,02	0,07	98,8	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE73	C.T. FK	67,6	0,03	19,1	0,00	0,09	0,01	0,02	12,12	0,10	99,0	2,97	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,01	5,00
TE73	Cracks FK	69,1	0,00	18,8	0,00	0,00	0,01	0,04	11,74	0,07	99,8	3,03	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE73	Cracks FK	68,4	0,02	18,6	0,01	0,00	0,01	0,03	11,73	0,00	98,9	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE73	Cracks FK	68,6	0,00	19,0	0,11	0,11	0,00	0,00	11,80	0,06	99,7	3,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE73	Cracks FK	69,6	0,03	18,9	0,01	0,07	0,00	0,00	11,24	0,04	99,8	3,06	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,96	0,00	5,00
TE73	Cracks FK	68,3	0,05	19,3	0,11	0,05	0,00	0,53	10,88	0,83	100,1	3,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,93	0,05	5,00
TE73	Cracks FK	69,7	0,00	18,9	0,11	0,03	0,00	0,05	12,04	0,15	100,9	3,01	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,01	5,00
TE73	Cracks FK	69,2	0,00	19,0	0,02	0,00	0,00	0,13	11,78	0,13	100,2	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,01	1,00	0,01	5,00
TE73	Cracks FK	69,6	0,00	18,9	0,00	0,00	0,00	0,01	11,51	0,15	100,1	3,04	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,01	5,00
TE73	Cracks FK	68,2	0,09	18,5	0,02	0,12	0,01	0,00	12,09	0,08	99,1	3,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE73	Cracks FK	69,8	0,00	18,8	0,22	0,09	0,00	0,05	11,80	0,16	100,9	3,02	0,00	0,96	0,01	0,00	0,00	0,00	0,99	0,01	5,00

TE73	Cracks FK	69,6	0,00	18,9	0,00	0,00	0,00	0,00	10,84	0,11	99,5	3,08	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93	0,01	5,00
TE73	Cracks FK	68,8	0,00	19,1	0,13	0,04	0,03	0,04	11,91	0,12	100,2	3,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,01	5,00
TE84b	Cracks FK	68,2	0,03	19,9	0,04	0,00	0,02	0,28	11,26	0,16	99,9	2,99	0,00	1,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,96	0,01	5,00
TE84b	Cracks FK	67,8	0,00	19,4	0,00	0,00	0,00	0,26	11,46	0,16	99,1	2,99	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,98	0,01	5,00
TE84b	Cracks FK	67,4	0,00	18,9	0,02	0,00	0,00	0,12	11,72	0,15	98,4	2,99	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,01	1,01	0,01	5,00
TE84b	Cracks FK	68,3	0,06	19,2	0,12	0,02	0,00	0,09	11,63	0,12	99,5	3,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,01	5,00
TE86		73,4	0,03	19,1	0,03	0,00	0,00	0,00	6,81	0,01	99,4	3,36	0,00	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,00	5,00
TE86		70,7	0,00	18,8	0,00	0,04	0,01	0,04	8,38	0,02	98,1	3,24	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,74	0,00	5,00
TE86		70,8	0,03	19,3	0,02	0,06	0,00	0,02	9,12	0,02	99,3	3,18	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	0,00	5,00
TE86		70,2	0,11	19,2	0,00	0,13	0,01	0,02	8,67	0,00	98,4	3,19	0,00	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	5,00
TE86		68,0	0,00	18,3	0,00	0,00	0,03	0,00	12,31	0,01	98,6	3,00	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	0,00	5,00
TE86		68,5	0,02	18,2	0,00	0,00	0,02	0,00	12,30	0,01	99,1	3,01	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	0,00	5,00
TE86		68,2	0,00	18,2	0,04	0,00	0,00	0,00	12,11	0,02	98,6	3,01	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE86		68,6	0,00	18,7	0,00	0,07	0,00	0,03	12,42	0,03	99,9	2,99	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	0,00	5,00
TE86		67,9	0,02	18,2	0,00	0,01	0,00	0,03	12,07	0,07	98,3	3,01	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE86		68,5	0,02	18,4	0,04	0,06	0,00	0,01	12,21	0,10	99,3	3,00	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,01	5,00
TE86		68,4	0,00	18,5	0,00	0,00	0,00	0,01	12,14	0,09	99,1	3,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,01	5,00
TE86		69,0	0,10	18,5	0,00	0,06	0,02	0,01	12,16	0,06	99,9	3,01	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE86		67,9	0,00	18,3	0,05	0,00	0,00	0,02	12,22	0,10	98,6	3,00	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,01	5,00
TE86		68,2	0,00	19,0	0,06	0,08	0,00	0,00	12,31	0,05	99,7	2,97	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE86		68,3	0,00	18,6	0,05	0,05	0,00	0,00	12,30	0,12	99,4	2,99	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,01	5,00
TE86		68,9	0,01	18,7	0,00	0,00	0,02	0,00	12,15	0,04	99,8	3,01	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE86		68,6	0,01	18,7	0,00	0,07	0,00	0,01	12,02	0,02	99,4	3,01	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,2	0,03	18,4	0,00	0,09	0,01	0,00	12,22	0,03	99,0	3,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE86		68,3	0,00	18,7	0,00	0,00	0,00	0,02	11,77	0,00	98,8	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE86		68,7	0,00	18,6	0,00	0,16	0,01	0,00	11,96	0,01	99,5	3,02	0,00	0,96	0,00	0,01	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,7	0,00	18,4	0,03	0,00	0,00	0,00	12,13	0,03	99,2	3,02	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE86		68,8	0,10	18,5	0,18	0,02	0,00	0,00	12,08	0,05	99,8	3,01	0,00	0,96	0,01	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,1	0,00	18,3	0,00	0,00	0,00	0,00	11,74	0,00	98,2	3,03	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE86		69,1	0,00	18,8	0,07	0,00	0,00	0,01	11,96	0,00	99,9	3,02	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE86		68,9	0,05	18,6	0,17	0,11	0,01	0,04	11,88	0,07	99,9	3,01	0,00	0,96	0,01	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE86		68,9	0,00	18,5	0,04	0,00	0,02	0,03	11,76	0,07	99,3	3,03	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	5,00
TE86		68,4	0,06	18,6	0,02	0,00	0,01	0,09	11,90	0,06	99,2	3,01	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE86		68,2	0,00	18,8	0,00	0,00	0,01	0,04	11,97	0,06	99,0	3,00	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,7	0,01	18,7	0,02	0,18	0,02	0,10	12,10	0,06	99,9	3,00	0,00	0,96	0,00	0,01	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,5	0,02	18,7	0,10	0,07	0,05	0,05	11,70	0,17	99,4	3,01	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,01	5,00
TE86		68,2	0,00	18,6	0,04	0,00	0,00	0,01	12,32	0,00	99,1	2,99	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	0,00	5,00
TE86		68,4	0,00	18,1	0,02	0,00	0,00	0,00	12,10	0,06	98,7	3,02	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE86		69,1	0,00	18,4	0,00	0,00	0,00	0,00	12,02	0,05	99,6	3,03	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,3	0,00	18,5	0,00	0,00	0,00	0,00	12,07	0,12	98,9	3,01	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,01	5,00
TE86		68,5	0,03	18,4	0,09	0,00	0,00	0,00	11,81	0,00	98,7	3,03	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	5,00
TE86		68,0	0,00	18,8	0,12	0,11	0,02	0,00	12,27	0,08	99,4	2,98	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE86		68,3	0,00	18,3	0,05	0,00	0,02	0,00	12,05	0,04	98,8	3,01	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE86		68,3	0,00	18,4	0,00	0,00	0,01	0,00	12,55	0,00	99,2	2,99	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,06	0,00	5,00
TE86		67,9	0,04	18,6	0,07	0,03	0,00	0,00	12,16	0,00	98,8	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,00	5,00
TE86		67,9	0,00	18,4	0,03	0,00	0,00	0,05	12,30	0,00	98,7	2,99	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	0,00	5,00
TE86		67,9	0,00	18,7	0,11	0,00	0,04	0,02	11,97	0,00	98,7	2,99	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,1	0,00	18,6	0,18	0,08	0,02	0,01	12,10	0,07	99,1	2,99	0,00	0,96	0,01	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE86		69,1	0,05	18,4	0,10	0,00	0,02	0,00	12,18	0,00	99,9	3,02	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE86		69,1	0,02	18,3	0,16	0,00	0,00	0,02	12,00	0,02	99,6	3,03	0,00	0,95	0,01	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		68,8	0,00	18,5	0,05	0,01	0,02	0,02	12,16	0,03	99,5	3,01	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	5,00
TE86		68,6	0,01	18,3	0,16	0,00	0,00	0,00	11,94	0,03	99,0	3,02	0,00	0,95	0,01	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		69,5	0,00	17,8	0,00	0,01	0,00	0,01	11,92	0,00	99,2	3,06	0,00	0,92	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	5,00
TE86		69,5	0,02	18,4	0,00	0,09	0,02	0,00	11,68	0,09	99,8	3,05	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	5,00

5.1.3 Biotite, hornblende et épidote

Ech.	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
Hornblende																					
TE73		46,5	1,8	7,4	12,9	0,1	13,8	11,5	1,5	0,7	96,3	3,3	0,1	0,6	0,8	0,0	1,5	0,9	0,2	0,1	7,4
TE73		47,0	1,3	6,7	15,2	0,4	13,2	10,9	1,6	0,4	96,7	3,4	0,1	0,6	0,9	0,0	1,4	0,8	0,2	0,0	7,4
TE73		46,1	2,0	7,9	15,1	0,4	12,0	11,1	1,7	0,7	97,1	3,3	0,1	0,7	0,9	0,0	1,3	0,8	0,2	0,1	7,4
TE73		47,5	1,2	7,3	15,1	0,4	12,9	11,2	1,7	0,4	97,6	3,4	0,1	0,6	0,9	0,0	1,4	0,8	0,2	0,0	7,4
Biotite																					
TE49		36,2	4,5	12,9	21,7	0,4	9,6	0,0	0,1	9,0	94,4	2,8	0,3	1,2	1,4	0,0	1,1	0,0	0,0	0,9	7,8
TE49		35,9	4,3	13,0	21,9	0,4	9,5	0,0	0,1	9,2	94,4	2,8	0,3	1,2	1,4	0,0	1,1	0,0	0,0	0,9	7,8
TE49		36,6	4,3	12,7	22,2	0,2	9,1	0,1	0,1	8,4	93,7	2,9	0,3	1,2	1,5	0,0	1,1	0,0	0,0	0,8	7,7
TE49		36,4	4,0	12,7	21,7	0,2	9,5	0,1	0,2	8,6	93,2	2,9	0,2	1,2	1,4	0,0	1,1	0,0	0,0	0,9	7,7
TE49		35,7	3,8	12,9	26,4	0,4	6,1	0,2	0,1	8,6	94,2	2,9	0,2	1,2	1,8	0,0	0,7	0,0	0,0	0,9	7,7
Epidote																					
TE73	C.T.	37,9	0,2	22,7	11,2	0,1	0,2	22,9	0,0	0,3	95,5	3,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	5,0
TE73	C.T.	37,1	0,2	20,7	14,3	0,1	0,0	23,2	0,0	0,0	95,5	3,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	5,0

TE73	C.T.	36,0	0,2	19,5	15,4	0,5	0,0	22,6	0,0	0,0	94,4	3,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,9	0,0	5,0
TE73	C.T.	36,0	0,7	20,2	14,6	0,1	0,0	23,1	0,0	0,0	94,8	1,9	0,0	1,3	0,5	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	C.T.	35,5	3,5	18,3	13,1	0,1	0,2	23,6	0,0	0,0	94,4	1,9	0,0	1,2	0,6	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	5,0
TE73	C.T.	37,3	0,1	20,2	15,0	0,1	0,0	23,3	0,1	0,0	96,2	1,9	0,0	1,2	0,7	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	C.T.	36,7	0,2	20,5	14,2	0,2	0,0	23,1	0,0	0,0	94,9	1,8	0,0	1,2	0,6	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	5,0
TE73	C.T.	37,6	0,0	24,7	9,4	0,4	0,0	23,7	0,0	0,0	95,8	1,8	0,1	1,1	0,6	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	36,2	0,0	21,7	13,4	0,1	0,0	22,4	0,0	0,0	93,9	2,7	0,0	1,2	0,1	0,0	0,0	0,4	0,7	0,0	5,0
TE73	Cracks	36,1	0,0	22,3	13,7	0,6	0,0	21,9	0,0	0,1	94,6	1,9	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	36,3	0,2	21,3	14,2	0,1	0,0	22,4	0,0	0,0	94,5	1,9	0,0	1,8	0,1	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	36,2	0,1	22,0	14,0	0,2	0,0	22,6	0,0	0,0	95,1	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	36,4	0,0	21,6	14,4	0,2	0,0	22,5	0,0	0,0	95,2	1,8	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,6	0,0	22,1	13,0	0,6	0,0	22,3	0,0	0,0	95,6	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,3	0,0	21,3	13,8	0,2	0,0	22,4	0,0	0,0	95,1	1,8	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,2	0,0	23,4	12,5	0,8	0,0	22,2	0,0	0,1	96,2	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,4	0,0	21,4	14,0	0,2	0,0	23,0	0,0	0,1	96,1	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,1	0,1	21,3	14,1	0,0	0,0	23,5	0,0	0,0	96,1	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,2	0,2	22,4	12,7	0,9	0,0	21,9	0,0	0,0	95,3	1,9	0,0	1,4	0,5	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,4	0,3	21,5	13,9	0,3	0,0	23,1	0,0	0,1	96,7	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,3	0,1	21,9	14,6	0,0	0,0	23,5	0,0	0,0	97,4	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,1	0,1	22,0	13,2	0,1	0,2	22,1	0,0	0,1	94,8	1,9	0,0	1,3	0,5	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,3	0,0	21,7	13,3	0,1	0,0	23,0	0,0	0,0	95,4	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	5,0
TE73	Cracks	37,0	0,0	21,7	13,5	0,2	0,0	22,7	0,0	0,0	95,1	1,9	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	5,0

5.1.4 Phengite

Pour la phengite, toutes les données ne sont pas montrées ici car leur nombre est trop important (>1600). Le nombre de données a par conséquent été limité à 50 pour une série de données homogène concernant un même échantillon et une même texture, en considèrant que la population gardée était suffisamment représentative. Les données non montrées dans ces tableaux ont été écartées aléatoirement.

Ech	Texture	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Ti	Al	Fetot	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
TE09		52,0	0,39	26,9	3,68	0,03	2,02	0,18	0,08	9,17	94,5	3,48	0,02	2,12	0,21	0,00	0,20	0,01	0,01	0,78	6,84
TE09		50,4	0,12	26,3	3,55	0,23	2,35	0,00	0,06	11,59	94,6	3,43	0,01	2,11	0,20	0,01	0,24	0,00	0,01	1,01	7,02
TE09		50,3	0,04	26,8	3,91	0,09	2,31	0,04	0,04	10,48	94,0	3,43	0,00	2,15	0,22	0,01	0,23	0,00	0,01	0,91	6,96
TE09		51,3	0,09	26,6	3,42	0,08	2,35	0,00	0,07	10,66	94,6	3,46	0,00	2,11	0,19	0,00	0,24	0,00	0,01	0,92	6,94
TE09		51,0	0,09	26,8	3,47	0,16	2,24	0,03	0,06	10,20	94,0	3,45	0,00	2,14	0,20	0,01	0,23	0,00	0,01	0,88	6,92
TE16		51,6	0,17	26,4	4,77	0,06	2,59	0,11	0,09	9,75	95,6	3,45	0,01	2,08	0,27	0,00	0,26	0,01	0,01	0,83	6,92
TE16		51,2	0,15	27,1	4,63	0,03	2,48	0,03	0,07	9,78	95,5	3,43	0,01	2,13	0,26	0,00	0,25	0,00	0,01	0,83	6,92
TE16		50,8	0,10	27,9	4,02	0,06	2,40	0,04	0,11	9,66	95,0	3,40	0,00	2,20	0,23	0,00	0,24	0,00	0,01	0,83	6,92
TE16		51,1	0,19	28,0	4,41	0,00	2,61	0,05	0,06	10,00	96,5	3,39	0,01	2,18	0,24	0,00	0,26	0,00	0,01	0,84	6,94
TE16		51,6	0,10	27,5	4,43	0,02	2,59	0,02	0,10	9,83	96,2	3,42	0,01	2,15	0,25	0,00	0,26	0,00	0,01	0,83	6,92
TE16		51,4	0,20	26,1	4,86	0,04	2,38	0,13	0,05	10,21	95,4	3,46	0,01	2,07	0,27	0,00	0,24	0,01	0,01	0,87	6,94
TE16		50,8	0,33	27,3	5,11	0,04	2,52	0,02	0,10	10,12	96,3	3,39	0,02	2,14	0,28	0,00	0,25	0,00	0,01	0,86	6,96
TE16		51,2	0,20	27,5	4,84	0,04	2,63	0,01	0,05	10,24	96,7	3,39	0,01	2,15	0,27	0,00	0,26	0,00	0,01	0,87	6,96
TE16		51,2	0,18	27,6	4,56	0,08	2,59	0,02	0,05	10,07	96,4	3,40	0,01	2,16	0,25	0,00	0,26	0,00	0,01	0,85	6,94
TE16		51,1	0,19	27,5	4,59	0,03	2,65	0,01	0,05	10,35	96,5	3,39	0,01	2,16	0,26	0,00	0,26	0,00	0,01	0,88	6,96
TE16		51,0	0,14	26,4	4,57	0,04	2,46	0,11	0,10	9,38	94,2	3,45	0,01	2,11	0,26	0,00	0,25	0,01	0,01	0,81	6,90
TE16		50,9	0,23	26,8	5,23	0,05	2,63	0,10	0,06	9,73	95,7	3,41	0,01	2,12	0,29	0,00	0,26	0,01	0,01	0,83	6,94
TE16		51,5	0,16	27,8	4,45	0,06	2,46	0,05	0,08	9,74	96,3	3,41	0,01	2,17	0,25	0,00	0,24	0,00	0,01	0,82	6,91
TE16		51,7	0,17	26,1	4,72	0,06	2,59	0,14	0,08	9,89	95,5	3,46	0,01	2,06	0,26	0,00	0,26	0,01	0,01	0,85	6,93
TE16		51,3	0,21	26,5	4,93	0,05	2,61	0,10	0,07	9,71	95,5	3,44	0,01	2,09	0,28	0,00	0,26	0,01	0,01	0,83	6,93
TE16		50,8	0,25	27,8	4,80	0,04	2,50	0,05	0,08	10,10	96,4	3,37	0,01	2,18	0,27	0,00	0,25	0,00	0,01	0,86	6,96
TE16		51,4	0,27	27,3	4,85	0,03	2,58	0,03	0,07	10,24	96,7	3,41	0,01	2,13	0,27	0,00	0,25	0,00	0,01	0,87	6,95
TE16		51,0	0,34	26,8	5,04	0,02	2,53	0,04	0,05	9,64	95,4	3,42	0,02	2,11	0,28	0,00	0,25	0,00	0,01	0,82	6,92
TE16		51,3	0,13	26,7	4,57	0,06	2,40	0,20	0,10	9,66	95,1	3,44	0,01	2,11	0,26	0,00	0,24	0,01	0,01	0,83	6,91
TE16		51,0	0,24	28,0	4,59	0,08	2,59	0,02	0,10	10,20	96,9	3,38	0,01	2,18	0,25	0,00	0,26	0,00	0,01	0,86	6,96
TE16		51,1	0,11	28,2	4,19	0,06	2,37	0,04	0,09	10,00	96,2	3,39	0,01	2,21	0,23	0,00	0,23	0,00	0,01	0,85	6,93
TE16		51,5	0,30	26,4	4,77	0,03	2,57	0,04	0,10	9,53	95,2	3,45	0,02	2,09	0,27	0,00	0,26	0,00	0,01	0,81	6,91
TE16		50,3	0,28	26,6	5,11	0,03	2,49	0,05	0,04	10,18	95,1	3,40	0,01	2,12	0,29	0,00	0,25	0,00	0,01	0,88	6,96
TE16		51,0	0,26	26,4	5,12	0,03	2,43	0,11	0,06	9,34	94,7	3,44	0,01	2,10	0,29	0,00	0,24	0,01	0,01	0,80	6,90
TE16		50,8	0,16	26,8	4,73	0,04	2,56	0,04	0,08	10,02	95,3	3,42	0,01	2,12	0,27	0,00	0,26	0,00	0,01	0,86	6,95
TE16		51,2	0,26	26,3	5,10	0,09	2,46	0,13	0,05	9,90	95,5	3,44	0,01	2,08	0,29	0,01	0,25	0,01	0,01	0,85	6,94

TE16		50,6	0,22	26,4	4,72	0,05	2,46	0,07	0,06	10,51	95,1	3,42	0,01	2,10	0,27	0,00	0,25	0,01	0,01	0,91	6,97
TE16		51,3	0,14	27,4	4,63	0,01	2,58	0,02	0,06	9,88	96,0	3,41	0,01	2,15	0,26	0,00	0,26	0,00	0,01	0,84	6,93
TE16		51,2	0,15	27,5	4,22	0,00	2,68	0,00	0,07	10,26	96,1	3,40	0,01	2,16	0,23	0,00	0,27	0,00	0,01	0,87	6,95
TE16		50,8	0,14	27,2	4,62	0,02	2,44	0,06	0,08	9,47	94,9	3,42	0,01	2,16	0,26	0,00	0,24	0,00	0,01	0,81	6,91
TE16		50,7	0,25	27,2	4,88	0,04	2,46	0,08	0,06	10,36	96,0	3,39	0,01	2,14	0,27	0,00	0,24	0,01	0,01	0,88	6,97
TE16		51,2	0,16	28,0	4,46	0,02	2,65	0,03	0,05	10,08	96,7	3,38	0,01	2,18	0,25	0,00	0,26	0,00	0,01	0,85	6,94
TE16		51,0	0,27	26,7	4,85	0,02	2,52	0,07	0,08	10,09	95,6	3,42	0,01	2,11	0,27	0,00	0,25	0,00	0,01	0,86	6,95
TE16		51,1	0,22	26,5	5,01	0,04	2,51	0,08	0,08	9,81	95,4	3,43	0,01	2,10	0,28	0,00	0,25	0,01	0,01	0,84	6,93
TE16		51,7	0,13	27,8	4,25	0,03	2,70	0,00	0,09	10,28	97,0	3,41	0,01	2,16	0,23	0,00	0,26	0,00	0,01	0,86	6,95
TE16		51,4	0,15	27,0	4,19	0,03	2,53	0,05	0,07	9,54	94,9	3,44	0,01	2,13	0,23	0,00	0,25	0,00	0,01	0,82	6,90
TE16		51,1	0,16	26,6	4,54	0,06	2,49	0,06	0,07	9,31	94,4	3,44	0,01	2,12	0,26	0,00	0,25	0,00	0,01	0,80	6,89
TE16		50,9	0,21	28,0	4,43	0,04	2,46	0,01	0,07	10,07	96,2	3,38	0,01	2,19	0,25	0,00	0,24	0,00	0,01	0,85	6,94
TE16		51,1	0,09	27,6	4,11	0,02	2,27	0,09	0,12	9,39	94,8	3,42	0,00	2,18	0,23	0,00	0,23	0,01	0,02	0,80	6,89
TE16		51,3	0,16	27,8	4,66	0,02	2,60	0,03	0,07	10,19	96,8	3,39	0,01	2,16	0,26	0,00	0,26	0,00	0,01	0,86	6,95
TE16		50,9	0,23	27,0	4,71	0,03	2,55	0,07	0,07	10,36	96,0	3,40	0,01	2,13	0,26	0,00	0,25	0,00	0,01	0,88	6,96
TE16		51,8	0,07	27,5	4,46	0,09	2,28	0,06	0,08	9,22	95,6	3,44	0,00	2,16	0,25	0,00	0,23	0,00	0,01	0,78	6,87
TE16		52,1	0,17	26,3	5,08	0,01	2,59	0,18	0,07	9,48	96,0	3,47	0,01	2,06	0,28	0,00	0,26	0,01	0,01	0,80	6,90
TE16		51,9	0,09	26,9	4,52	0,09	2,26	0,09	0,11	9,42	95,4	3,46	0,00	2,12	0,25	0,01	0,22	0,01	0,01	0,80	6,88
TE16		50,9	0,23	27,0	4,79	0,03	2,55	0,11	0,07	9,64	95,3	3,41	0,01	2,13	0,27	0,00	0,25	0,01	0,01	0,83	6,93
TE16		51,4	0,17	26,4	4,76	0,04	2,43	0,12	0,08	9,53	94,9	3,45	0,01	2,09	0,27	0,00	0,24	0,01	0,01	0,82	6,91
TE16		50,9	0,23	27,0	4,79	0,01	2,43	0,08	0,10	9,84	95,5	3,41	0,01	2,14	0,27	0,00	0,24	0,01	0,01	0,84	6,93
TE16		50,9	0,09	28,5	4,23	0,03	2,38	0,03	0,10	10,20	96,5	3,37	0,00	2,22	0,23	0,00	0,23	0,00	0,01	0,86	6,95
TE16		51,5	0,35	27,4	4,78	0,06	2,58	0,03	0,06	9,82	96,6	3,41	0,02	2,14	0,26	0,00	0,25	0,00	0,01	0,83	6,92
TE16		51,8	0,21	26,7	4,85	0,04	2,46	0,06	0,06	9,57	95,7	3,45	0,01	2,10	0,27	0,00	0,24	0,00	0,01	0,81	6,90
TE17		46,3	0,06	33,8	2,48	0,10	0,44	0,23	0,08	10,73	94,3	3,14	0,00	2,70	0,14	0,01	0,04	0,02	0,01	0,93	6,98
TE17		46,5	0,05	33,9	2,08	0,11	0,53	0,00	0,05	10,34	93,5	3,15	0,00	2,71	0,12	0,01	0,05	0,00	0,01	0,89	6,94
TE17		47,4	0,00	34,2	1,66	0,00	0,49	0,03	0,05	10,32	94,1	3,18	0,00	2,70	0,09	0,00	0,05	0,00	0,01	0,88	6,91
TE17		47,7	0,05	33,6	2,37	0,00	0,44	0,03	0,08	10,10	94,3	3,20	0,00	2,65	0,13	0,00	0,04	0,00	0,01	0,86	6,91
TE17		47,5	0,00	33,1	2,71	0,02	0,51	0,00	0,07	9,95	93,9	3,21	0,00	2,63	0,15	0,00	0,05	0,00	0,01	0,86	6,91
TE17		47,2	0,00	34,1	2,28	0,07	0,37	0,02	0,08	10,40	94,5	3,17	0,00	2,70	0,13	0,00	0,04	0,00	0,01	0,89	6,94
TE17		46,6	0,00	33,7	2,11	0,00	0,47	0,00	0,08	10,85	93,8	3,16	0,00	2,69	0,12	0,00	0,05	0,00	0,01	0,94	6,97
TE17		47,2	0,02	34,1	2,06	0,05	0,46	0,00	0,05	10,88	94,7	3,16	0,00	2,69	0,12	0,00	0,05	0,00	0,01	0,93	6,96
TE17		47,1	0,02	32,9	2,36	0,00	0,49	0,00	0,08	10,99	94,0	3,19	0,00	2,63	0,13	0,00	0,05	0,00	0,01	0,95	6,97
TE17		47,2	0,05	33,6	2,24	0,00	0,43	0,00	0,05	10,79	94,4	3,18	0,00	2,67	0,13	0,00	0,04	0,00	0,01	0,93	6,95
TE17		46,6	0,01	34,0	1,65	0,00	0,46	0,00	0,07	10,98	93,8	3,15	0,00	2,72	0,09	0,00	0,05	0,00	0,01	0,95	6,97
TE17		47,0	0,03	32,9	2,68	0,13	0,50	0,06	0,04	10,35	93,7	3,19	0,00	2,63	0,15	0,01	0,05	0,00	0,01	0,90	6,94
TE17		47,3	0,09	33,1	2,46	0,03	0,48	0,00	0,05	10,54	94,1	3,20	0,00	2,64	0,14	0,00	0,05	0,00	0,01	0,91	6,94
TE17		46,6	0,02	33,9	2,18	0,10	0,43	0,00	0,05	10,57	93,9	3,16	0,00	2,70	0,12	0,01	0,04	0,00	0,01	0,91	6,95
TE17		46,6	0,00	33,8	2,19	0,00	0,43	0,00	0,03	10,95	94,0	3,16	0,00	2,70	0,12	0,00	0,04	0,00	0,00	0,95	6,97
TE17		46,8	0,00	34,4	1,85	0,00	0,43	0,00	0,07	10,87	94,5	3,15	0,00	2,72	0,10	0,00	0,04	0,00	0,01	0,93	6,96
TE17		47,5	0,03	33,5	1,95	0,02	0,46	0,02	0,05	10,60	94,1	3,20	0,00	2,66	0,11	0,00	0,05	0,00	0,01	0,91	6,93
TE17		47,0	0,09	33,7	1,80	0,05	0,52	0,00	0,08	10,76	94,0	3,18	0,00	2,68	0,10	0,00	0,05	0,00	0,01	0,93	6,95
TE17		46,6	0,06	34,3	2,14	0,07	0,43	0,00	0,07	10,92	94,6	3,13	0,00	2,72	0,12	0,00	0,04	0,00	0,01	0,94	6,97
TE17		46,9	0,04	34,3	2,00	0,00	0,47	0,02	0,08	10,51	94,3	3,15	0,00	2,72	0,11	0,00	0,05	0,00	0,01	0,90	6,94
TE17		47,4	0,00	33,9	2,06	0,00	0,49	0,00	0,03	10,22	94,1	3,19	0,00	2,68	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00	0,88	6,91
TE17		48,1	0,08	33,9	2,27	0,00	0,52	0,02	0,06	9,48	94,4	3,21	0,00	2,66	0,13	0,00	0,05	0,00	0,01	0,81	6,87
TE17		46,7	0,10	34,6	1,65	0,02	0,44	0,00	0,05	10,82	94,4	3,14	0,01	2,74	0,09	0,00	0,04	0,00	0,01	0,93	6,96
TE17		49,0	0,03	32,2	1,88	0,00	0,47	0,00	0,09	10,58	94,3	3,28	0,00	2,55	0,11	0,00	0,05	0,00	0,01	0,90	6,90
TE17		46,6	0,08	33,8	1,99	0,12	0,42	0,00	0,09	11,25	94,3	3,15	0,00	2,69	0,11	0,01	0,04	0,00	0,01	0,97	6,99
TE19		48,6	0,11	34,7	2,21	0,05	1,05	0,00	0,06	10,53	97,2	3,16	0,01	2,66	0,12	0,00	0,10	0,00	0,01	0,88	6,94
TE19		48,6	0,18	34,0	2,39	0,10	1,05	0,00	0,03	10,49	96,9	3,18	0,01	2,62	0,13	0,01	0,10	0,00	0,00	0,88	6,94
TE19		48,2	0,11	35,0	2,00	0,11	1,03	0,00	0,03	10,76	97,2	3,14	0,01	2,69	0,11	0,01	0,10	0,00	0,00	0,90	6,95
TE19		49,0	0,10	34,1	2,34	0,10	1,06	0,01	0,03	10,74	97,5	3,19	0,01	2,62	0,13	0,01	0,10	0,00	0,00	0,89	6,95
TE19		48,8	0,15	33,5	2,29	0,06	0,93	0,00	0,05	10,52	96,3	3,21	0,01	2,60	0,13	0,00	0,09	0,00	0,01	0,88	6,93
TE19		48,8	0,14	33,0	2,42	0,10	0,94	0,04	0,05	10,62	96,1	3,22	0,01	2,57	0,13	0,01	0,09	0,00	0,01	0,90	6,94
TE19		48,7	0,12	34,6	2,18	0,11	1,08	0,00	0,04	10,83	97,7	3,17	0,01	2,65	0,12	0,01	0,10	0,00	0,00	0,90	6,95
TE19		48,3	0,14	33,7	2,23	0,11	1,05	0,00	0,05	10,60	96,2	3,18	0,01	2,62	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,89	6,95
TE19		48,0	0,12	35,2	1,96	0,08	0,93	0,00	0,06	10,58	96,9	3,14	0,01	2,71	0,11	0,00	0,09	0,00	0,01	0,88	6,95
TE19		48,3	0,20	32,5	2,66	0,11	0,98	0,00	0,03	10,03	94,8	3,23	0,01	2,56	0,15	0,01	0,10	0,00	0,00	0,85	6,91
TE19		48,6	0,12	34,9	2,06	0,09	1,01	0,00	0,06	10,55	97,4	3,16	0,01	2,68	0,11	0,01	0,10	0,00	0,01	0,88	6,94
TE19		48,2	0,20	32,3	3,14	0,09	0,96	0,01	0,05	10,60	95,6	3,22	0,01	2,54	0,18	0,01	0,10	0,00	0,01	0,90	6,96
TE19		48,8	0,20	33,5	2,64	0,10	1,04	0,00	0,03	10,68	96,9	3,20	0,01	2,59	0,14	0,01	0,10	0,00	0,00	0,89	6,95
TE19		48,5	0,13	34,3	2,08	0,06	1,03	0,00	0,05	10,86	97,0	3,17	0,01	2,65	0,11	0,00	0,10	0,00	0,01	0,91	6,95
TE19		48,4	0,18	33,2	2,43	0,09	0,93	0,00	0,08	10,46	95,8	3,21	0,01	2,59	0,13	0,00	0,09	0,00	0,01	0,88	6,93
TE19		48,2	0,11	34,7	2,17	0,11	0,98	0,00	0,05	10,61	96,9	3,16	0,01	2,67	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,89	6,95
TE19		48,4	0,12	34,5	2,26	0,10	1,09	0,00	0,03	10,74	97,3	3,16	0,01	2,66	0,12	0,01	0,11	0,00	0,00	0,89	6,95
TE19		48,9	0,16	34,6	2,40	0,12	1,00	0,01	0,06	10,30	97,5	3,18	0,01	2,64	0,13	0,01	0,10	0,00	0,01	0,85	6,92
TE19		48,3	0,14	34,5	2,26	0,12	1,03	0,00	0,06	10,78	97,2	3,16	0,01	2,66	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,90	6,96
TE19		48,6	0,15	34,1	2,26	0,10	1,02	0,05	0,04	10,11	96,5	3,19	0,01	2,64	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,85	6,91
TE19		48,5	0,11	34,4	2,18	0,08	1,09	0,00	0,02	10,56	97,0	3,17	0,01	2,65	0,12	0,00	0,11	0,00	0,00	0,88	6,94
TE19		48,1	0,18	34,2	2,22	0,10	0,95	0,00	0,03	10,66	96,5	3,17	0,01	2,65	0,12	0,01	0,09	0,00	0,00	0,89	6,95
TE19		48,3	0,14	34,6	2,20	0,12	1,01	0,01	0,07	10,46	96,9	3,16	0,01	2,67	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,87	6,94
TE19		48,3	0,09	34,5	2,06	0,08	1,07	0,00	0,06	10,80	96,9	3,16	0,00	2,66	0,11	0,00	0,10	0,00	0,01	0,90	6,96
TE19		47,9	0,12	34,3	2,15	0,11	1,03	0,00	0,03	10,63	96,2	3,16	0,01	2,66	0,12	0,01	0,10	0,00	0,00	0,89	6,95
TE19		48,8	0,20	33,7	2,62	0,12	0,99	0,00	0,05	10,52	97,0	3,19	0,01	2,60	0,14	0,01	0,10	0,00	0,01	0,88	6,94
TE19		48,0	0,10	34,2	2,05	0,07	1,00	0,00	0,05	10,63	96,1	3,17	0,00	2,66	0,11	0,00	0,10	0,00	0,01	0,89	6,95
TE19		48,6	0,20	33,3	2,56	0,13	0,97	0,00	0,07	10,44	96,3	3,20	0,01	2,59	0,14	0,01	0,10	0,00	0,01	0,88	6,93
TE19		48,3	0,17	34,6	2,19	0,08	0,95	0,00	0,03	10,58	96,8	3,16	0,01	2,67	0,12	0,00	0,09	0,00	0,00	0,88	6,94
TE19		48,3	0,12	34,7	2,21	0,10	1,03	0,00	0,08	10,80	97,3	3,15	0,01	2,67	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,90	6,96
TE19		48,2	0,09	34,4	1,98	0,06	1,09	0,01	0,06	10,62	96,5	3,17	0,00	2,66	0,11	0,00	0,11	0,00	0,01	0,89	6,95

TE19		48,2	0,14	34,2	2,30	0,10	1,02	0,00	0,03	10,69	96,8	3,17	0,01	2,65	0,13	0,01	0,10	0,00	0,00	0,90	6,95
TE19		48,8	0,12	33,7	2,63	0,12	1,06	0,00	0,04	10,60	97,0	3,19	0,01	2,60	0,14	0,01	0,10	0,00	0,01	0,89	6,95
TE19		48,9	0,09	34,7	2,21	0,10	1,10	0,00	0,08	10,46	97,6	3,17	0,00	2,66	0,12	0,01	0,11	0,00	0,01	0,87	6,94
TE19		48,3	0,14	33,0	2,45	0,10	1,07	0,00	0,08	10,49	95,7	3,21	0,01	2,58	0,14	0,01	0,11	0,00	0,01	0,89	6,94
TE19		48,0	0,17	33,9	2,28	0,09	0,96	0,00	0,07	10,71	96,2	3,17	0,01	2,64	0,13	0,01	0,09	0,00	0,01	0,90	6,96
TE19		48,1	0,14	35,0	1,84	0,07	0,90	0,00	0,05	10,82	97,0	3,15	0,01	2,70	0,10	0,00	0,09	0,00	0,01	0,90	6,95
TE19		47,6	0,12	33,5	2,22	0,12	0,94	0,00	0,06	10,41	95,0	3,18	0,01	2,64	0,12	0,01	0,09	0,00	0,01	0,89	6,94
TE19		48,3	0,08	34,6	1,94	0,05	1,07	0,00	0,04	10,77	96,8	3,16	0,00	2,67	0,11	0,00	0,10	0,00	0,01	0,90	6,95
TE19		47,9	0,10	34,5	2,09	0,10	1,00	0,00	0,05	10,65	96,4	3,15	0,00	2,68	0,12	0,01	0,10	0,00	0,01	0,89	6,95
TE19		48,3	0,09	35,0	2,01	0,07	0,95	0,00	0,06	10,64	97,1	3,15	0,00	2,69	0,11	0,00	0,09	0,00	0,01	0,89	6,95
TE19		48,4	0,19	33,7	2,35	0,12	0,92	0,00	0,05	10,68	96,5	3,19	0,01	2,62	0,13	0,01	0,09	0,00	0,01	0,90	6,95
TE19		48,0	0,13	32,9	2,29	0,13	1,00	0,01	0,05	10,78	95,4	3,20	0,01	2,59	0,13	0,01	0,10	0,00	0,01	0,92	6,96
TE19		48,2	0,13	34,8	1,98	0,07	1,05	0,00	0,05	10,72	97,0	3,15	0,01	2,68	0,11	0,00	0,10	0,00	0,01	0,89	6,95
TE19		48,4	0,12	34,1	2,15	0,07	1,11	0,00	0,02	10,75	96,7	3,17	0,01	2,64	0,12	0,00	0,11	0,00	0,00	0,90	6,95
TE19		48,9	0,10	33,3	2,46	0,15	1,15	0,00	0,02	10,44	96,4	3,21	0,00	2,58	0,14	0,01	0,11	0,00	0,00	0,88	6,93
TE19		48,8	0,09	34,4	2,23	0,08	1,08	0,04	0,08	10,39	97,2	3,18	0,00	2,64	0,12	0,00	0,10	0,00	0,01	0,86	6,93
TE19		47,9	0,08	35,2	1,95	0,06	0,95	0,00	0,05	10,57	96,7	3,13	0,00	2,72	0,11	0,00	0,09	0,00	0,01	0,88	6,95
TE19		48,3	0,12	34,7	1,99	0,10	1,02	0,00	0,04	10,81	97,2	3,16	0,01	2,67	0,11	0,01	0,10	0,00	0,00	0,90	6,95
TE19		48,4	0,11	34,2	2,15	0,05	1,02	0,00	0,06	10,56	96,6	3,18	0,01	2,65	0,12	0,00	0,10	0,00	0,01	0,88	6,94
TE21		48,7	0,19	34,2	1,34	0,07	1,59	0,00	0,08	10,44	96,6	3,18	0,01	2,63	0,07	0,00	0,15	0,00	0,01	0,87	6,93
TE21		49,7	0,30	33,3	1,62	0,09	1,46	0,00	0,09	10,61	97,2	3,23	0,01	2,55	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,88	6,92
TE21		47,9	0,28	31,9	1,76	0,07	1,45	0,00	0,06	10,39	93,8	3,23	0,01	2,54	0,10	0,00	0,15	0,00	0,01	0,89	6,94
TE21		47,3	0,22	32,8	1,50	0,01	1,48	0,01	0,09	10,34	93,8	3,19	0,01	2,61	0,08	0,00	0,15	0,00	0,01	0,89	6,94
TE21		47,7	0,30	32,8	1,74	0,08	1,50	0,01	0,06	10,57	94,7	3,19	0,02	2,59	0,10	0,00	0,15	0,00	0,01	0,90	6,96
TE21		47,6	0,29	32,6	1,66	0,08	1,49	0,00	0,07	10,38	94,1	3,20	0,01	2,58	0,09	0,00	0,15	0,00	0,01	0,89	6,94
TE21		47,7	0,21	32,6	1,66	0,04	1,52	0,00	0,05	10,44	94,2	3,20	0,01	2,58	0,09	0,00	0,15	0,00	0,01	0,90	6,94
TE21		47,4	0,27	32,7	1,55	0,05	1,42	0,02	0,09	10,22	93,8	3,20	0,01	2,60	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,88	6,93
TE21		48,7	0,25	33,7	1,61	0,05	1,59	0,01	0,07	10,57	96,5	3,19	0,01	2,60	0,09	0,00	0,16	0,00	0,01	0,88	6,94
TE21		48,5	0,29	34,0	1,57	0,06	1,46	0,00	0,06	10,46	96,5	3,18	0,01	2,63	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,87	6,93
TE21		48,3	0,50	33,5	1,68	0,06	1,41	0,00	0,06	10,64	96,2	3,18	0,02	2,60	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,89	6,94
TE21		48,9	0,41	33,1	1,83	0,08	1,47	0,00	0,05	10,57	96,4	3,21	0,02	2,56	0,10	0,00	0,14	0,00	0,01	0,88	6,93
TE21		48,8	0,47	33,7	1,72	0,08	1,44	0,00	0,07	10,25	96,5	3,19	0,02	2,60	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,86	6,92
TE21		48,9	0,42	33,8	1,82	0,08	1,47	0,00	0,06	10,63	97,1	3,19	0,02	2,60	0,10	0,00	0,14	0,00	0,01	0,88	6,94
TE21		48,7	0,35	34,8	1,35	0,06	1,31	0,01	0,10	10,51	97,2	3,16	0,02	2,67	0,07	0,00	0,13	0,00	0,01	0,87	6,93
TE21		49,0	0,42	33,5	1,84	0,05	1,60	0,00	0,07	10,36	96,9	3,20	0,02	2,58	0,10	0,00	0,16	0,00	0,01	0,86	6,93
TE21		48,9	0,23	34,0	1,56	0,07	1,62	0,01	0,07	10,49	96,9	3,19	0,01	2,61	0,08	0,00	0,16	0,00	0,01	0,87	6,94
TE21		48,5	0,49	33,5	1,92	0,03	1,54	0,00	0,04	10,48	96,5	3,18	0,02	2,59	0,11	0,00	0,15	0,00	0,01	0,88	6,94
TE21		48,5	0,40	31,8	2,06	0,09	1,80	0,00	0,04	10,64	95,3	3,23	0,02	2,49	0,11	0,01	0,18	0,00	0,00	0,90	6,95
TE21		47,4	0,22	33,0	1,43	0,06	1,46	0,00	0,07	10,56	94,3	3,18	0,01	2,62	0,08	0,00	0,15	0,00	0,01	0,90	6,95
TE21		48,4	0,19	34,1	1,30	0,04	1,42	0,01	0,07	10,27	95,9	3,18	0,01	2,64	0,07	0,00	0,14	0,00	0,01	0,86	6,92
TE21		48,2	0,48	33,6	1,69	0,05	1,42	0,00	0,05	10,64	96,2	3,17	0,02	2,61	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,89	6,95
TE21		47,7	0,46	33,3	1,50	0,05	1,31	0,00	0,05	10,65	95,0	3,18	0,02	2,61	0,08	0,00	0,13	0,00	0,01	0,91	6,95
TE21		48,3	0,18	34,2	1,54	0,06	1,59	0,00	0,09	10,61	96,6	3,16	0,01	2,64	0,08	0,00	0,16	0,00	0,01	0,89	6,96
TE21		47,6	0,17	33,1	1,84	0,05	1,62	0,00	0,07	10,56	95,0	3,18	0,01	2,61	0,10	0,00	0,16	0,00	0,01	0,90	6,97
TE21		48,3	0,28	33,3	1,59	0,08	1,57	0,00	0,06	10,42	95,6	3,20	0,01	2,59	0,09	0,00	0,15	0,00	0,01	0,88	6,94
TE21		48,4	0,40	32,2	1,92	0,07	1,59	0,02	0,06	10,44	95,1	3,22	0,02	2,53	0,11	0,00	0,16	0,00	0,01	0,89	6,94
TE21		47,5	0,55	32,5	1,59	0,03	1,42	0,04	0,08	10,32	94,1	3,20	0,03	2,58	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,89	6,93
TE21		47,9	0,33	33,4	1,64	0,04	1,46	0,01	0,08	10,49	95,3	3,18	0,02	2,61	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,89	6,95
TE21		47,9	0,46	32,6	1,89	0,03	1,52	0,00	0,02	10,81	95,3	3,20	0,02	2,56	0,11	0,00	0,15	0,00	0,00	0,92	6,96
TE21		48,6	0,46	33,7	1,74	0,11	1,53	0,02	0,06	10,53	96,7	3,18	0,02	2,60	0,09	0,01	0,15	0,00	0,01	0,88	6,94
TE21		48,4	0,40	33,3	1,66	0,02	1,52	0,01	0,07	10,42	95,8	3,19	0,02	2,59	0,09	0,00	0,15	0,00	0,01	0,88	6,93
TE21		48,6	0,57	34,1	1,61	0,05	1,42	0,00	0,09	10,66	97,2	3,17	0,03	2,62	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,89	6,94
TE21		48,7	0,13	33,8	1,28	0,03	1,59	0,00	0,07	10,38	96,0	3,20	0,01	2,62	0,07	0,00	0,16	0,00	0,01	0,87	6,93
TE21		49,4	0,19	33,6	1,58	0,04	1,51	0,00	0,04	10,58	96,9	3,21	0,01	2,58	0,09	0,00	0,15	0,00	0,01	0,88	6,93
TE21		47,7	0,17	33,7	1,57	0,04	1,43	0,05	0,11	10,28	95,1	3,17	0,01	2,64	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,87	6,94
TE21		48,8	0,21	33,1	1,54	0,03	1,56	0,00	0,05	10,51	95,8	3,22	0,01	2,57	0,08	0,00	0,15	0,00	0,01	0,88	6,93
TE21		48,9	0,24	33,8	1,62	0,06	1,40	0,00	0,06	10,45	96,5	3,20	0,01	2,60	0,09	0,00	0,14	0,00	0,01	0,87	6,93
TE21		49,4	0,36	32,7	1,84	0,06	1,58	0,00	0,05	10,47	96,5	3,24	0,02	2,53	0,10	0,00	0,15	0,00	0,01	0,87	6,92
TE21		48,4	0,39	33,9	1,51	0,06	1,39	0,01	0,08	10,36	96,1	3,18	0,02	2,62	0,08	0,00	0,14	0,00	0,01	0,87	6,93
TE21		48,4	0,18	33,4	1,44	0,06	1,50	0,00	0,08	10,48	95,5	3,20	0,01	2,60	0,08	0,00	0,15	0,00	0,01	0,88	6,94
TE21		48,3	0,26	33,7	1,60	0,07	1,60	0,02	0,07	10,50	96,1	3,18	0,01	2,61	0,09	0,00	0,16	0,00	0,01	0,88	6,95
TE21		48,6	0,31	32,5	1,98	0,05	1,56	0,03	0,08	10,83	95,9	3,22	0,02	2,54	0,11	0,00	0,15	0,00	0,01	0,91	6,96
TE21		47,8	0,20	33,3	1,54	0,05	1,60	0,03	0,07	10,26	94,9	3,18	0,01	2,62	0,09	0,00	0,16	0,00	0,01	0,87	6,94
TE21		48,6	0,17	34,3	1,30	0,05	1,48	0,00	0,07	10,40	96,3	3,18	0,01	2,65	0,07	0,00	0,14	0,00	0,01	0,87	6,93
TE27		51,0	0,07	26,5	3,74	0,30	2,42	0,00	0,05	10,77	94,9	3,45	0,00	2,11	0,21	0,02	0,24	0,00	0,01	0,93	6,96
TE27		50,5	0,00	27,4	3,49	0,12	2,11	0,01	0,06	10,29	94,0	3,43	0,00	2,19	0,20	0,01	0,21	0,00	0,01	0,89	6,93
TE27		50,9	0,11	27,7	3,25	0,15	2,26	0,00	0,06	11,07	95,5	3,41	0,01	2,19	0,18	0,01	0,23	0,00	0,01	0,95	6,97
TE27		50,7	0,00	26,8	3,52	0,27	2,30	0,00	0,06	11,01	94,8	3,43	0,00	2,14	0,20	0,02	0,23	0,00	0,01	0,95	6,98
TE27		50,5	0,06	26,6	3,79	0,23	2,28	0,00	0,05	11,29	94,8	3,43	0,00	2,13	0,21	0,01	0,23	0,00	0,01	0,98	7,00
TE27		50,8	0,01	26,8	3,87	0,32	2,23	0,03	0,04	10,72	94,8	3,43	0,00	2,14	0,22	0,02	0,22	0,00	0,01	0,92	6,96
TE27		50,5	0,02	27,1	3,55	0,23	2,13	0,00	0,03	11,17	94,7	3,42	0,00	2,16	0,20	0,01	0,21	0,00	0,00	0,96	6,98
TE27		50,6	0,00	27,4	3,62	0,18	2,16	0,00	0,07	10,98	95,0	3,41	0,00	2,18	0,20	0,01	0,22	0,00	0,01	0,94	6,97
TE27		50,9	0,10	26,8	3,52	0,19	2,15	0,00	0,09	10,26	94,0	3,45	0,01	2,14	0,20	0,01	0,22	0,00	0,01	0,89	6,92
TE27		51,0	0,00	26,7	4,00	0,15	2,20	0,09	0,04	10,49	94,6	3,45	0,00	2,12	0,23	0,01	0,22	0,01	0,01	0,90	6,94
TE27		50,0	0,06	26,9	3,66	0,24	2,13	0,00	0,04	11,26	94,3	3,41	0,00	2,16	0,21	0,01	0,22	0,00	0,01	0,98	7,00
TE27		50,3	0,00	27,0	3,45	0,20	2,12	0,00	0,04	11,14	94,2	3,42	0,00	2,17	0,20	0,01	0,21	0,00	0,01	0,97	6,98
TE27		50,2	0,05	27,0	3,47	0,21	2,12	0,00	0,10	11,27	94,4	3,42	0,00	2,16	0,20	0,01	0,22	0,00	0,01	0,98	7,00
TE27		50,7	0,00	27,2	3,65	0,10	2,18	0,00	0,04	11,15	95,0	3,42	0,00	2,17	0,21	0,01	0,22	0,00	0,01	0,96	6,98
TE27		50,0	0,00	27,2	3,37	0,17	2,15	0,00	0,08	10,88	93,9	3,41	0,00	2,19	0,19	0,01	0,22	0,00	0,01	0,95	6,97
TE27		50,5	0,00	26,9	3,75	0,22	2,19	0,00	0,04	10,86	94,4	3,43	0,00	2,15	0,21	0,01	0,22	0,00	0,00	0,94	6,97

TE27		51,2	0,03	28,3	3,83	0,26	2,04	0,05	0,04	9,77	95,5	3,41	0,00	2,22	0,21	0,01	0,20	0,00	0,00	0,83	6,90
TE27		50,9	0,00	27,3	3,43	0,31	2,13	0,00	0,05	11,30	95,3	3,42	0,00	2,16	0,19	0,02	0,21	0,00	0,01	0,97	6,99
TE27		49,9	0,07	27,2	3,61	0,16	2,11	0,00	0,10	10,84	94,0	3,40	0,00	2,18	0,21	0,01	0,21	0,00	0,01	0,94	6,98
TE27		50,5	0,00	26,4	3,80	0,13	2,26	0,00	0,06	10,99	94,2	3,44	0,00	2,12	0,22	0,01	0,23	0,00	0,01	0,96	6,98
TE27		50,5	0,00	28,0	3,04	0,14	2,17	0,00	0,12	10,90	94,9	3,40	0,00	2,22	0,17	0,01	0,22	0,00	0,02	0,94	6,97
TE27		50,2	0,06	26,7	3,88	0,22	2,30	0,00	0,06	11,22	94,6	3,41	0,00	2,14	0,22	0,01	0,23	0,00	0,01	0,97	7,00
TE27		52,2	0,03	27,0	4,36	0,24	2,24	0,00	0,03	10,27	96,4	3,46	0,00	2,11	0,24	0,01	0,22	0,00	0,00	0,87	6,92
TE27		51,2	0,01	27,3	3,76	0,20	2,19	0,00	0,06	11,46	96,2	3,42	0,00	2,15	0,21	0,01	0,22	0,00	0,01	0,98	7,00
TE27		51,3	0,04	27,4	3,75	0,16	2,15	0,00	0,04	11,15	96,0	3,43	0,00	2,16	0,21	0,01	0,21	0,00	0,01	0,95	6,97
TE27		50,8	0,09	26,6	3,80	0,14	2,16	0,00	0,02	10,63	94,3	3,45	0,00	2,13	0,22	0,01	0,22	0,00	0,00	0,92	6,94
TE27		50,3	0,07	27,0	3,80	0,17	2,20	0,00	0,05	11,27	94,9	3,41	0,00	2,16	0,22	0,01	0,22	0,00	0,01	0,97	7,00
TE27		50,8	0,00	27,1	3,79	0,27	2,23	0,00	0,05	11,04	95,2	3,42	0,00	2,15	0,21	0,02	0,22	0,00	0,01	0,95	6,98
TE27		50,3	0,04	27,1	3,71	0,22	2,10	0,00	0,06	10,91	94,4	3,42	0,00	2,17	0,21	0,01	0,21	0,00	0,01	0,95	6,98
TE27		51,9	0,06	27,1	3,79	0,18	2,08	0,00	0,01	11,16	96,3	3,45	0,00	2,13	0,21	0,01	0,21	0,00	0,00	0,95	6,96
TE27		50,3	0,04	27,3	4,15	0,15	2,13	0,01	0,02	11,03	95,1	3,40	0,00	2,17	0,23	0,01	0,21	0,00	0,00	0,95	6,99
TE27		50,8	0,04	26,6	3,43	0,23	1,99	0,03	0,07	10,47	93,7	3,46	0,00	2,14	0,20	0,01	0,20	0,00	0,01	0,91	6,93
TE27		50,6	0,05	26,8	3,90	0,10	2,25	0,00	0,03	11,05	94,9	3,43	0,00	2,14	0,22	0,01	0,23	0,00	0,00	0,95	6,98
TE27		51,0	0,05	26,9	4,05	0,26	2,17	0,00	0,03	10,62	95,0	3,44	0,00	2,14	0,23	0,01	0,22	0,00	0,00	0,91	6,95
TE27		50,1	0,07	26,5	3,75	0,22	2,14	0,00	0,02	10,74	93,6	3,43	0,00	2,14	0,21	0,01	0,22	0,00	0,00	0,94	6,96
TE27		50,3	0,00	26,9	3,64	0,17	2,34	0,00	0,03	10,79	94,2	3,42	0,00	2,16	0,21	0,01	0,24	0,00	0,00	0,94	6,97
TE27		51,6	0,08	27,5	3,48	0,25	2,23	0,00	0,04	10,77	96,0	3,43	0,00	2,16	0,19	0,01	0,22	0,00	0,00	0,91	6,94
TE27		50,7	0,05	27,2	4,12	0,05	2,29	0,00	0,01	10,72	95,1	3,42	0,00	2,16	0,23	0,00	0,23	0,00	0,00	0,92	6,96
TE27		50,4	0,00	27,1	3,83	0,21	2,10	0,00	0,08	10,77	94,4	3,42	0,00	2,17	0,22	0,01	0,21	0,00	0,01	0,93	6,97
TE27		50,5	0,02	26,7	3,48	0,19	2,23	0,00	0,04	11,45	94,6	3,43	0,00	2,14	0,20	0,01	0,23	0,00	0,00	0,99	7,00
TE27		50,7	0,00	27,3	3,73	0,09	2,18	0,00	0,06	11,14	95,2	3,42	0,00	2,17	0,21	0,01	0,22	0,00	0,01	0,96	6,98
TE27		51,4	0,03	27,4	3,57	0,11	2,21	0,00	0,01	10,68	95,5	3,44	0,00	2,16	0,20	0,01	0,22	0,00	0,00	0,91	6,94
TE27		50,2	0,00	27,4	3,85	0,23	2,17	0,00	0,07	10,47	94,4	3,40	0,00	2,19	0,22	0,01	0,22	0,00	0,01	0,91	6,96
TE27		50,6	0,02	27,2	3,59	0,01	2,18	0,00	0,07	10,74	94,4	3,42	0,00	2,17	0,20	0,00	0,22	0,00	0,01	0,93	6,96
TE27		50,7	0,00	27,3	3,55	0,31	2,03	0,00	0,06	10,49	94,4	3,43	0,00	2,17	0,20	0,02	0,21	0,00	0,01	0,91	6,94
TE27		51,1	0,00	27,1	3,78	0,14	2,16	0,04	0,11	10,00	94,5	3,44	0,00	2,16	0,21	0,01	0,22	0,00	0,01	0,86	6,91
TE27		50,4	0,00	27,2	3,49	0,20	2,30	0,00	0,06	11,01	94,7	3,41	0,00	2,17	0,20	0,01	0,23	0,00	0,01	0,95	6,98
TE27		50,9	0,06	27,3	3,94	0,18	2,18	0,00	0,11	10,67	95,3	3,42	0,00	2,16	0,22	0,01	0,22	0,00	0,01	0,91	6,96
TE27		50,9	0,04	27,9	3,19	0,12	2,27	0,02	0,02	10,21	94,7	3,42	0,00	2,21	0,18	0,01	0,23	0,00	0,00	0,87	6,92
TE27		50,6	0,00	26,9	3,72	0,19	2,18	0,00	0,02	10,79	94,4	3,43	0,00	2,15	0,21	0,01	0,22	0,00	0,00	0,93	6,96
TE38		52,8	0,02	22,2	5,47	0,16	3,30	0,01	0,03	10,91	94,9	3,60	0,00	1,78	0,31	0,01	0,33	0,00	0,00	0,95	6,99
TE38		52,9	0,05	22,1	5,49	0,11	2,73	0,00	0,01	11,04	94,5	3,62	0,00	1,78	0,31	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,97
TE38		52,4	0,02	22,0	5,65	0,05	3,14	0,04	0,02	11,32	94,6	3,59	0,00	1,78	0,32	0,00	0,32	0,00	0,00	0,99	7,01
TE38		53,0	0,00	22,1	5,10	0,12	3,17	0,01	0,01	11,15	94,7	3,61	0,00	1,78	0,29	0,01	0,32	0,00	0,00	0,97	6,98
TE38		51,7	0,00	22,2	4,65	0,00	3,34	0,00	0,03	10,78	92,7	3,59	0,00	1,82	0,27	0,00	0,35	0,00	0,00	0,96	6,98
TE38		52,3	0,09	22,0	6,49	0,32	3,07	0,00	0,02	11,03	95,4	3,57	0,00	1,77	0,37	0,02	0,31	0,00	0,00	0,96	7,02
TE38		50,8	0,07	22,1	5,61	0,00	2,70	0,02	0,01	11,18	92,5	3,57	0,00	1,83	0,33	0,00	0,28	0,00	0,00	1,00	7,02
TE38		53,1	0,00	21,7	5,85	0,09	3,15	0,00	0,00	10,99	94,8	3,62	0,00	1,74	0,33	0,01	0,32	0,00	0,00	0,96	6,98
TE38		52,2	0,00	22,1	5,50	0,05	2,99	0,01	0,01	10,76	93,6	3,60	0,00	1,80	0,32	0,00	0,31	0,00	0,00	0,95	6,97
TE38		52,7	0,00	22,5	5,74	0,09	3,06	0,05	0,02	10,45	94,7	3,59	0,00	1,81	0,33	0,01	0,31	0,00	0,00	0,91	6,96
TE38		53,1	0,04	22,4	4,86	0,11	3,16	0,00	0,00	11,00	94,7	3,61	0,00	1,80	0,28	0,01	0,32	0,00	0,00	0,95	6,97
TE38		51,7	0,11	22,1	5,24	0,06	3,10	0,05	0,03	10,95	93,3	3,58	0,01	1,81	0,30	0,00	0,32	0,00	0,00	0,97	7,00
TE38		52,9	0,00	22,1	5,37	0,02	3,23	0,00	0,03	11,27	94,9	3,61	0,00	1,77	0,31	0,00	0,33	0,00	0,00	0,98	7,00
TE38		52,6	0,00	22,5	5,21	0,00	2,95	0,00	0,00	10,71	94,0	3,61	0,00	1,81	0,30	0,00	0,30	0,00	0,00	0,94	6,96
TE38		51,3	0,05	23,0	4,79	0,14	2,99	0,05	0,01	10,60	93,0	3,55	0,00	1,88	0,28	0,01	0,31	0,00	0,00	0,94	6,97
TE38		52,2	0,07	22,2	4,84	0,32	3,12	0,00	0,07	10,99	93,8	3,59	0,00	1,80	0,28	0,02	0,32	0,00	0,01	0,96	6,99
TE38		52,0	0,00	22,0	5,13	0,13	3,26	0,08	0,04	10,72	93,3	3,60	0,00	1,79	0,30	0,01	0,34	0,01	0,01	0,95	6,98
TE38		52,7	0,00	22,3	4,84	0,25	3,24	0,06	0,03	10,92	94,3	3,60	0,00	1,79	0,28	0,01	0,33	0,00	0,00	0,95	6,98
TE38		52,9	0,00	20,4	5,44	0,10	3,81	0,00	0,01	11,31	94,0	3,65	0,00	1,66	0,31	0,01	0,39	0,00	0,00	0,99	7,02
TE38		52,0	0,07	21,9	5,78	0,12	3,24	0,00	0,01	10,75	93,9	3,59	0,00	1,78	0,33	0,01	0,33	0,00	0,00	0,95	6,99
TE38		51,9	0,13	21,8	6,57	0,17	3,12	0,00	0,01	10,87	94,6	3,57	0,01	1,77	0,38	0,01	0,32	0,00	0,00	0,95	7,01
TE38		51,9	0,33	21,4	5,53	0,36	3,26	0,00	0,07	11,01	93,8	3,59	0,02	1,75	0,32	0,02	0,34	0,00	0,01	0,97	7,01
TE38		53,2	0,09	22,2	5,90	0,00	3,16	0,00	0,04	11,03	95,6	3,60	0,00	1,77	0,33	0,00	0,32	0,00	0,01	0,95	6,99
TE38		53,2	0,00	22,4	4,63	0,00	3,59	0,00	0,01	11,31	95,2	3,60	0,00	1,79	0,26	0,00	0,36	0,00	0,00	0,98	6,99
TE38		53,9	0,19	20,7	5,20	0,06	3,12	0,00	0,01	10,00	93,2	3,70	0,01	1,68	0,30	0,00	0,32	0,00	0,00	0,88	6,89
TE38		51,6	0,00	21,9	5,41	0,17	3,23	0,00	0,05	10,72	93,1	3,59	0,00	1,79	0,31	0,01	0,33	0,00	0,01	0,95	6,99
TE38		52,2	0,06	22,2	5,51	0,17	3,18	0,01	0,02	11,44	94,8	3,58	0,00	1,79	0,32	0,01	0,32	0,00	0,00	1,00	7,02
TE38		53,0	0,07	21,1	6,97	0,38	2,96	0,00	0,01	10,84	95,2	3,63	0,00	1,70	0,40	0,02	0,30	0,00	0,00	0,95	7,00
TE38		52,3	0,00	22,0	5,17	0,10	3,33	0,00	0,04	11,31	94,3	3,59	0,00	1,78	0,30	0,01	0,34	0,00	0,01	0,99	7,01
TE38		52,5	0,01	22,2	5,54	0,24	3,24	0,00	0,02	11,28	95,0	3,58	0,00	1,78	0,32	0,01	0,33	0,00	0,00	0,98	7,02
TE38		51,5	0,10	22,0	6,17	0,15	3,28	0,00	0,03	11,09	94,4	3,56	0,01	1,79	0,36	0,01	0,34	0,00	0,00	0,98	7,03
TE43	Grade 2	51,1	0,00	24,3	4,25	0,21	2,89	0,00	0,03	11,25	94,0	3,50	0,00	1,96	0,24	0,01	0,30	0,00	0,00	0,98	7,01
TE43	Grade 2	51,4	0,04	24,4	4,12	0,30	2,78	0,00	0,04	10,48	93,5	3,52	0,00	1,97	0,24	0,02	0,28	0,00	0,00	0,92	6,95
TE43	Grade 2	50,9	0,00	24,3	4,36	0,19	2,83	0,00	0,01	10,72	93,3	3,51	0,00	1,97	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	0,94	6,98
TE43	Grade 2	49,6	0,17	23,9	5,11	0,27	2,94	0,01	0,03	10,94	92,9	3,46	0,01	1,97	0,30	0,02	0,31	0,00	0,00	0,97	7,03
TE43	Grade 2	51,3	0,02	24,2	4,36	0,09	2,83	0,00	0,05	11,06	93,9	3,52	0,00	1,96	0,25	0,01	0,29	0,00	0,01	0,97	6,99
TE43	Grade 2	51,2	0,00	25,3	4,30	0,19	2,73	0,01	0,04	10,63	94,3	3,48	0,00	2,03	0,24	0,01	0,28	0,00	0,01	0,92	6,97
TE43	Grade 2	50,8	0,06	24,3	3,73	0,16	2,79	0,02	0,04	10,78	92,7	3,51	0,00	1,98	0,22	0,01	0,29	0,00	0,01	0,95	6,97
TE43	Grade 2	51,0	0,00	24,7	4,08	0,16	2,69	0,03	0,00	10,26	92,9	3,51	0,00	2,00	0,23	0,01	0,28	0,00	0,00	0,90	6,94
TE43	Grade 2	50,5	0,02	24,8	4,46	0,03	2,67	0,00	0,00	11,25	93,8	3,48	0,00	2,01	0,26	0,00	0,27	0,00	0,00	0,99	7,01
TE43	Grade 2	51,0	0,04	24,4	4,35	0,28	2,66	0,00	0,05	10,80	93,6	3,51	0,00	1,98	0,25	0,02	0,27	0,00	0,01	0,95	6,98
TE43	Grade 2	51,2	0,00	24,6	4,21	0,04	2,73	0,00	0,06	10,98	93,8	3,51	0,00	1,98	0,24	0,00	0,28	0,00	0,01	0,96	6,98
TE43	Grade 2	50,8	0,07	24,7	4,42	0,40	2,76	0,00	0,02	10,52	93,7	3,49	0,00	2,00	0,25	0,02	0,28	0,00	0,00	0,92	6,97
TE43	Grade 2	50,2	0,01	24,7	4,23	0,19	2,70	0,07	0,02	10,37	92,5	3,48	0,00	2,02	0,25	0,01	0,28	0,01	0,00	0,92	6,97
TE43	Grade 2	51,4	0,08	24,0	4,64	0,24	2,56	0,02	0,03	10,19	93,2	3,54	0,00	1,95	0,27	0,01	0,26	0,00	0,00	0,89	6,93
TE43	Grade 2	51,3	0,00	23,8	4,46	0,20	2,84	0,01	0,02	11,06	93,7	3,53	0,00	1,93	0,26	0,01	0,29	0,00	0,00	0,97	6,99

TE43	Grade 2	52,0	0,02	25,1	4,03	0,13	2,71	0,00	0,00	10,92	94,9	3,51	0,00	2,00	0,23	0,01	0,27	0,00	0,00	0,94	6,96
TE43	Grade 2	50,9	0,02	24,5	4,36	0,13	2,65	0,00	0,01	10,88	93,5	3,50	0,00	1,99	0,25	0,01	0,27	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Grade 2	51,0	0,04	24,6	4,27	0,24	2,68	0,00	0,03	11,19	94,1	3,50	0,00	1,99	0,24	0,01	0,27	0,00	0,00	0,98	7,00
TE43	Grade 2	51,5	0,00	24,3	4,22	0,19	2,80	0,00	0,03	10,44	93,5	3,53	0,00	1,96	0,24	0,01	0,29	0,00	0,00	0,91	6,95
TE43	Grade 2	51,4	0,10	24,6	4,39	0,11	2,80	0,00	0,05	10,94	94,4	3,50	0,01	1,98	0,25	0,01	0,28	0,00	0,01	0,95	6,98
TE43	Grade 2	50,8	0,08	23,9	4,46	0,06	2,68	0,00	0,01	11,28	93,2	3,51	0,00	1,95	0,26	0,00	0,28	0,00	0,00	1,00	7,01
TE43	Grade 2	50,2	0,04	24,1	4,76	0,14	2,70	0,00	0,02	11,08	93,0	3,49	0,00	1,98	0,28	0,01	0,28	0,00	0,00	0,98	7,01
TE43	Grade 2	51,7	0,00	24,5	4,48	0,38	2,62	0,00	0,00	11,34	95,0	3,51	0,00	1,96	0,25	0,02	0,27	0,00	0,00	0,98	7,00
TE43	Grade 2	50,7	0,00	24,1	4,36	0,21	2,70	0,02	0,00	10,84	92,9	3,51	0,00	1,97	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Grade 2	51,1	0,09	25,2	4,02	0,22	2,53	0,07	0,00	10,88	94,2	3,49	0,00	2,03	0,23	0,01	0,26	0,01	0,00	0,95	6,97
TE43	Grade 2	50,8	0,06	25,4	4,03	0,13	2,65	0,01	0,01	10,43	93,5	3,48	0,00	2,05	0,23	0,01	0,27	0,00	0,00	0,91	6,95
TE43	Grade 2	51,0	0,00	25,1	4,15	0,23	2,76	0,00	0,04	10,93	94,2	3,48	0,00	2,02	0,24	0,01	0,28	0,00	0,00	0,95	6,99
TE43	Grade 2	51,5	0,02	25,6	4,26	0,39	2,58	0,00	0,03	10,71	95,1	3,48	0,00	2,04	0,24	0,02	0,26	0,00	0,00	0,92	6,96
TE43	Grade 2	50,9	0,04	24,9	4,14	0,10	2,62	0,00	0,00	10,66	93,4	3,50	0,00	2,02	0,24	0,01	0,27	0,00	0,00	0,93	6,96
TE43	Grade 2	51,5	0,00	24,7	4,45	0,01	2,72	0,01	0,05	10,68	94,1	3,51	0,00	1,99	0,25	0,00	0,28	0,00	0,01	0,93	6,96
TE43	Grade 2	51,5	0,00	23,9	4,40	0,18	2,77	0,00	0,00	10,94	93,7	3,53	0,00	1,94	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Grade 2	51,6	0,04	24,1	4,44	0,34	2,73	0,00	0,03	10,94	94,1	3,53	0,00	1,94	0,25	0,02	0,28	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Grade 2	51,4	0,03	24,5	4,57	0,19	2,63	0,03	0,00	10,96	94,3	3,51	0,00	1,97	0,26	0,01	0,27	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Grade 2	51,5	0,15	24,6	4,13	0,00	2,59	0,07	0,03	10,69	93,8	3,52	0,01	1,98	0,24	0,00	0,26	0,01	0,00	0,93	6,95
TE43	Grade 2	51,5	0,00	24,2	4,82	0,18	2,70	0,00	0,01	10,94	94,4	3,52	0,00	1,95	0,28	0,01	0,28	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Grade 2	51,2	0,11	23,9	4,27	0,27	2,65	0,01	0,04	11,00	93,4	3,53	0,01	1,94	0,25	0,02	0,27	0,00	0,01	0,97	6,98
TE43	Grade 2	51,8	0,08	24,2	4,09	0,05	2,68	0,05	0,04	10,70	93,6	3,54	0,00	1,95	0,23	0,00	0,27	0,00	0,00	0,93	6,95
TE43	Grade 2	51,3	0,00	24,6	4,30	0,15	2,62	0,08	0,03	10,99	94,1	3,51	0,00	1,98	0,25	0,01	0,27	0,01	0,00	0,96	6,98
TE43	Grade 2	51,6	0,07	24,5	4,34	0,28	2,67	0,08	0,08	10,50	94,2	3,52	0,00	1,97	0,25	0,02	0,27	0,01	0,01	0,91	6,95
TE43	Grade 2	51,7	0,00	24,3	4,82	0,11	2,71	0,01	0,03	10,92	94,5	3,52	0,00	1,95	0,27	0,01	0,28	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Grade 2	51,4	0,02	24,3	4,26	0,30	2,92	0,00	0,05	11,28	94,5	3,51	0,00	1,95	0,24	0,02	0,30	0,00	0,01	0,98	7,01
TE43	Grade 2	50,7	0,00	24,2	4,30	0,20	2,71	0,03	0,01	10,99	93,2	3,51	0,00	1,97	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,97	6,99
TE43	Grade 2	50,3	0,00	23,9	4,83	0,23	2,62	0,01	0,04	11,07	93,0	3,50	0,00	1,96	0,28	0,01	0,27	0,00	0,00	0,98	7,01
TE43	Grade 2	50,7	0,14	24,0	4,07	0,24	2,64	0,00	0,00	11,11	92,9	3,51	0,01	1,96	0,24	0,01	0,27	0,00	0,00	0,98	6,99
TE43	Grade 2	51,4	0,00	24,0	4,73	0,00	2,89	0,00	0,05	11,26	94,4	3,52	0,00	1,94	0,27	0,00	0,29	0,00	0,01	0,98	7,01
TE43	Grade 2	51,4	0,00	24,6	4,17	0,21	2,82	0,00	0,03	10,82	94,1	3,51	0,00	1,98	0,24	0,01	0,29	0,00	0,00	0,94	6,97
TE43	Grade 2	51,6	0,11	24,6	3,81	0,27	2,79	0,00	0,03	11,36	94,6	3,51	0,01	1,97	0,22	0,02	0,28	0,00	0,00	0,99	6,99
TE43	Grade 2	51,1	0,04	24,3	4,02	0,21	2,73	0,00	0,02	10,99	93,4	3,51	0,00	1,97	0,23	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Grade 2	51,0	0,01	25,0	4,52	0,13	2,57	0,01	0,00	10,31	93,6	3,49	0,00	2,02	0,26	0,01	0,26	0,00	0,00	0,90	6,95
TE43	Grade 2	51,7	0,00	25,2	4,22	0,16	2,70	0,08	0,03	10,76	94,9	3,50	0,00	2,01	0,24	0,01	0,27	0,01	0,00	0,93	6,96
TE43	Grade 4	50,6	0,04	24,5	4,09	0,31	2,80	0,00	0,02	10,65	93,1	3,50	0,00	1,99	0,24	0,02	0,29	0,00	0,00	0,94	6,97
TE43	Grade 4	50,3	0,01	24,2	4,22	0,25	2,69	0,00	0,00	11,17	92,8	3,50	0,00	1,98	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,99	7,01
TE43	Grade 4	50,9	0,00	24,5	3,96	0,09	2,76	0,00	0,03	10,77	93,0	3,51	0,00	1,99	0,23	0,01	0,28	0,00	0,00	0,95	6,97
TE43	Grade 4	51,3	0,00	25,1	3,68	0,13	2,69	0,02	0,04	11,41	94,3	3,49	0,00	2,01	0,21	0,01	0,27	0,00	0,01	0,99	7,00
TE43	Grade 4	51,2	0,03	24,5	3,45	0,32	2,69	0,05	0,03	10,84	93,1	3,52	0,00	1,99	0,20	0,02	0,28	0,00	0,00	0,95	6,96
TE43	Grade 4	50,9	0,00	24,1	4,27	0,00	2,75	0,00	0,01	10,83	92,8	3,52	0,00	1,97	0,25	0,00	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Grade 4	51,0	0,00	24,2	4,62	0,27	2,72	0,01	0,03	11,22	94,1	3,50	0,00	1,96	0,27	0,02	0,28	0,00	0,00	0,98	7,01
TE43	Grade 4	51,2	0,08	23,9	4,57	0,15	2,60	0,00	0,05	11,09	93,7	3,53	0,00	1,94	0,26	0,01	0,27	0,00	0,01	0,97	6,99
TE43	Grade 4	51,0	0,03	24,2	4,13	0,21	2,77	0,00	0,01	10,65	93,0	3,52	0,00	1,97	0,24	0,01	0,28	0,00	0,00	0,94	6,96
TE43	Grade 4	51,1	0,12	24,4	4,07	0,17	2,88	0,01	0,05	11,00	93,9	3,50	0,01	1,97	0,23	0,01	0,29	0,00	0,01	0,96	6,99
TE43	Grade 4	51,2	0,00	24,3	4,51	0,15	2,72	0,00	0,02	10,94	93,9	3,51	0,00	1,97	0,26	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Grade 4	51,1	0,10	24,3	4,70	0,23	2,70	0,04	0,02	10,72	93,8	3,51	0,01	1,96	0,27	0,01	0,28	0,00	0,00	0,94	6,98
TE43	Grade 4	51,0	0,00	23,6	4,65	0,09	2,77	0,00	0,00	11,21	93,2	3,53	0,00	1,92	0,27	0,01	0,29	0,00	0,00	0,99	7,00
TE43	Grade 4	50,7	0,06	24,0	4,33	0,19	2,82	0,01	0,03	11,38	93,5	3,50	0,00	1,95	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	1,00	7,02
TE43	Grade 4	51,2	0,06	23,7	4,33	0,11	2,93	0,00	0,04	10,83	93,2	3,53	0,00	1,93	0,25	0,01	0,30	0,00	0,01	0,95	6,98
TE43	Grade 4	50,9	0,00	24,5	4,30	0,17	2,79	0,00	0,03	10,83	93,6	3,50	0,00	1,99	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Grade 4	50,7	0,06	25,1	4,25	0,11	2,83	0,00	0,04	11,22	94,4	3,47	0,00	2,02	0,24	0,01	0,29	0,00	0,01	0,98	7,01
TE43	Grade 4	50,3	0,00	24,2	4,46	0,21	2,74	0,00	0,05	11,42	93,5	3,49	0,00	1,98	0,26	0,01	0,28	0,00	0,01	1,01	7,03
TE43	Grade 4	51,5	0,13	24,5	4,75	0,11	2,74	0,01	0,05	10,81	94,6	3,50	0,01	1,97	0,27	0,01	0,28	0,00	0,01	0,94	6,98
TE43	Grade 4	50,7	0,07	24,6	4,47	0,19	2,80	0,00	0,03	10,92	93,8	3,49	0,00	1,99	0,26	0,01	0,29	0,00	0,00	0,96	7,00
TE43	Grade 4	51,2	0,09	24,1	4,42	0,21	2,73	0,00	0,01	10,96	93,7	3,52	0,00	1,95	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Grade 4	52,2	0,00	24,7	3,52	0,31	2,83	0,00	0,02	11,30	94,9	3,53	0,00	1,97	0,20	0,02	0,29	0,00	0,00	0,97	6,98
TE43	Grade 4	50,7	0,00	24,6	3,55	0,32	2,77	0,00	0,04	11,57	93,5	3,49	0,00	2,00	0,20	0,02	0,28	0,00	0,01	1,02	7,02
TE43	Grade 4	50,7	0,00	24,5	4,00	0,17	2,70	0,00	0,03	11,55	93,7	3,50	0,00	1,99	0,23	0,01	0,28	0,00	0,00	1,01	7,02
TE43	Grade 4	50,5	0,00	24,1	4,15	0,26	2,77	0,00	0,05	11,32	93,1	3,50	0,00	1,97	0,24	0,02	0,29	0,00	0,01	1,00	7,02
TE43	Grade 4	50,5	0,00	24,6	3,90	0,28	2,74	0,00	0,01	11,59	93,6	3,48	0,00	2,00	0,22	0,02	0,28	0,00	0,00	1,02	7,03
TE43	Grade 4	51,3	0,00	24,4	3,74	0,09	2,94	0,00	0,03	11,70	94,2	3,51	0,00	1,97	0,21	0,00	0,30	0,00	0,00	1,02	7,02
TE43	Grade 4	50,0	0,05	24,1	4,14	0,15	2,79	0,00	0,00	11,46	92,7	3,49	0,00	1,98	0,24	0,01	0,29	0,00	0,00	1,02	7,03
TE43	Grade 4	49,9	0,01	24,3	4,36	0,23	2,81	0,01	0,01	11,18	92,8	3,48	0,00	1,99	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	0,99	7,02
TE43	Grade 4	50,1	0,00	24,5	3,98	0,34	2,69	0,00	0,05	11,57	93,2	3,48	0,00	2,00	0,23	0,02	0,28	0,00	0,01	1,02	7,04
TE43	Grade 4	50,0	0,00	24,4	4,46	0,14	2,63	0,00	0,02	11,36	93,0	3,48	0,00	2,00	0,26	0,01	0,27	0,00	0,00	1,01	7,03
TE43	Grade 4	50,5	0,00	23,8	4,76	0,25	2,74	0,00	0,00	11,52	93,6	3,50	0,00	1,94	0,28	0,01	0,28	0,00	0,00	1,02	7,04
TE43	Grade 4	50,5	0,01	24,2	5,00	0,33	2,72	0,00	0,02	10,97	93,7	3,49	0,00	1,97	0,29	0,02	0,28	0,00	0,00	0,97	7,01
TE43	Grade 4	51,0	0,00	24,5	4,38	0,38	2,56	0,00	0,04	11,23	94,1	3,50	0,00	1,98	0,25	0,02	0,26	0,00	0,01	0,98	7,00
TE43	Grade 4	50,9	0,00	23,8	4,40	0,20	2,74	0,00	0,02	11,16	93,1	3,52	0,00	1,94	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,99	7,00
TE43	Grade 4	51,9	0,07	23,2	4,79	0,16	2,62	0,06	0,03	11,33	94,1	3,56	0,00	1,88	0,27	0,01	0,27	0,00	0,00	0,99	6,99
TE43	Undif.	50,1	0,00	24,5	3,98	0,34	2,69	0,00	0,05	11,57	93,2	3,48	0,00	2,00	0,23	0,02	0,28	0,00	0,01	1,02	7,04
TE43	Undif.	51,4	0,03	24,5	4,57	0,19	2,63	0,03	0,00	10,96	94,3	3,51	0,00	1,97	0,26	0,01	0,27	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Undif.	51,2	0,11	23,9	4,27	0,27	2,65	0,01	0,04	11,00	93,4	3,53	0,01	1,94	0,25	0,02	0,27	0,00	0,01	0,97	6,98
TE43	Undif.	50,6	0,04	24,5	4,09	0,31	2,80	0,00	0,02	10,65	93,1	3,50	0,00	1,99	0,24	0,02	0,29	0,00	0,00	0,94	6,97
TE43	Undif.	51,0	0,00	24,7	4,08	0,16	2,69	0,03	0,00	10,26	92,9	3,51	0,00	2,00	0,23	0,01	0,28	0,00	0,00	0,90	6,94
TE43	Undif.	50,9	0,00	24,1	4,27	0,00	2,75	0,00	0,01	10,83	92,8	3,52	0,00	1,97	0,25	0,00	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Undif.	51,0	0,00	24,5	4,38	0,38	2,56	0,00	0,04	11,23	94,1	3,50	0,00	1,98	0,25	0,02	0,26	0,00	0,01	0,98	7,00
TE43	Undif.	51,0	0,01	25,0	4,52	0,13	2,57	0,01	0,00	10,31	93,6	3,49	0,00	2,02	0,26	0,01	0,26	0,00	0,00	0,90	6,95
TE43	Undif.	50,7	0,00	24,5	4,00	0,17	2,70	0,00	0,03	11,55	93,7	3,50	0,00	1,99	0,23	0,01	0,28	0,00	0,00	1,01	7,02

TE43	Undif.	51,1	0,04	24,8	4,54	0,06	2,69	0,00	0,01	11,01	94,3	3,49	0,00	2,00	0,26	0,00	0,27	0,00	0,00	0,96	6,99
TE43	Undif.	50,5	0,02	24,8	4,46	0,03	2,67	0,00	0,00	11,25	93,8	3,48	0,00	2,01	0,26	0,00	0,27	0,00	0,00	0,99	7,01
TE43	Undif.	51,0	0,04	24,4	4,35	0,28	2,66	0,00	0,05	10,80	93,6	3,51	0,00	1,98	0,25	0,02	0,27	0,00	0,01	0,95	6,98
TE43	Undif.	50,9	0,00	24,5	4,30	0,17	2,79	0,00	0,03	10,83	93,6	3,50	0,00	1,99	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Undif.	49,9	0,01	24,3	4,36	0,23	2,81	0,01	0,01	11,18	92,8	3,48	0,00	1,99	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	0,99	7,02
TE43	Undif.	50,9	0,00	24,3	4,36	0,19	2,83	0,00	0,01	10,72	93,3	3,51	0,00	1,97	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	0,94	6,98
TE43	Undif.	51,2	0,00	24,6	4,21	0,04	2,73	0,00	0,06	10,98	93,8	3,51	0,00	1,98	0,24	0,00	0,28	0,00	0,01	0,96	6,98
TE43	Undif.	51,5	0,02	25,6	4,26	0,39	2,58	0,00	0,03	10,71	95,1	3,48	0,00	2,04	0,24	0,02	0,26	0,00	0,00	0,92	6,96
TE43	Undif.	49,5	0,06	23,9	4,39	0,28	2,86	0,00	0,04	11,34	92,4	3,47	0,00	1,98	0,26	0,02	0,30	0,00	0,01	1,01	7,05
TE43	Undif.	50,7	0,06	24,0	4,33	0,19	2,82	0,01	0,03	11,38	93,5	3,50	0,00	1,95	0,25	0,01	0,29	0,00	0,00	1,00	7,02
TE43	Undif.	50,2	0,06	24,2	3,91	0,23	2,64	0,00	0,00	11,11	92,3	3,50	0,00	1,98	0,23	0,01	0,27	0,00	0,00	0,99	7,00
TE43	Undif.	50,9	0,00	23,8	4,40	0,20	2,74	0,00	0,02	11,16	93,1	3,52	0,00	1,94	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,99	7,00
TE43	Undif.	51,3	0,00	23,8	4,46	0,20	2,84	0,01	0,02	11,06	93,7	3,53	0,00	1,93	0,26	0,01	0,29	0,00	0,00	0,97	6,99
TE43	Undif.	50,0	0,05	24,1	4,14	0,15	2,79	0,00	0,00	11,46	92,7	3,49	0,00	1,98	0,24	0,01	0,29	0,00	0,00	1,02	7,03
TE43	Undif.	51,7	0,00	24,3	4,82	0,11	2,71	0,01	0,03	10,92	94,5	3,52	0,00	1,95	0,27	0,01	0,28	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Undif.	51,0	0,00	23,6	4,65	0,09	2,77	0,00	0,00	11,21	93,2	3,53	0,00	1,92	0,27	0,01	0,29	0,00	0,00	0,99	7,00
TE43	Undif.	51,5	0,00	24,7	4,45	0,01	2,72	0,01	0,05	10,68	94,1	3,51	0,00	1,99	0,25	0,00	0,28	0,00	0,01	0,93	6,96
TE43	Undif.	50,2	0,01	24,7	4,23	0,19	2,70	0,07	0,02	10,37	92,5	3,48	0,00	2,02	0,25	0,01	0,28	0,01	0,00	0,92	6,97
TE43	Undif.	50,5	0,01	24,2	5,00	0,33	2,72	0,00	0,02	10,97	93,7	3,49	0,00	1,97	0,29	0,02	0,28	0,00	0,00	0,97	7,01
TE43	Undif.	50,7	0,00	24,1	4,36	0,21	2,70	0,02	0,00	10,84	92,9	3,51	0,00	1,97	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Undif.	51,0	0,03	24,2	4,13	0,21	2,77	0,00	0,01	10,65	93,0	3,52	0,00	1,97	0,24	0,01	0,28	0,00	0,00	0,94	6,96
TE43	Undif.	52,2	0,00	24,7	3,52	0,31	2,83	0,00	0,02	11,30	94,9	3,53	0,00	1,97	0,20	0,02	0,29	0,00	0,00	0,97	6,98
TE43	Undif.	51,3	0,00	25,1	3,68	0,13	2,69	0,02	0,04	11,41	94,3	3,49	0,00	2,01	0,21	0,01	0,27	0,00	0,01	0,99	7,00
TE43	Undif.	50,8	0,06	24,3	3,73	0,16	2,79	0,02	0,04	10,78	92,7	3,51	0,00	1,98	0,22	0,01	0,29	0,00	0,01	0,95	6,97
TE43	Undif.	50,3	0,01	24,2	4,22	0,25	2,69	0,00	0,00	11,17	92,8	3,50	0,00	1,98	0,25	0,01	0,28	0,00	0,00	0,99	7,01
TE43	Undif.	51,3	0,00	24,4	3,74	0,09	2,94	0,00	0,03	11,70	94,2	3,51	0,00	1,97	0,21	0,00	0,30	0,00	0,00	1,02	7,02
TE43	Undif.	51,8	0,08	24,2	4,09	0,05	2,68	0,05	0,04	10,70	93,6	3,54	0,00	1,95	0,23	0,00	0,27	0,00	0,00	0,93	6,95
TE43	Undif.	50,8	0,00	24,4	3,90	0,30	2,72	0,00	0,01	10,87	93,0	3,51	0,00	1,98	0,23	0,02	0,28	0,00	0,00	0,96	6,98
TE43	Undif.	51,4	0,08	24,0	4,64	0,24	2,56	0,02	0,03	10,19	93,2	3,54	0,00	1,95	0,27	0,01	0,26	0,00	0,00	0,89	6,93
TE43	Undif.	51,0	0,04	24,6	4,27	0,24	2,68	0,00	0,03	11,19	94,1	3,50	0,00	1,99	0,24	0,01	0,27	0,00	0,00	0,98	7,00
TE43	Undif.	51,3	0,00	24,3	4,49	0,29	2,77	0,02	0,02	11,17	94,4	3,51	0,00	1,96	0,26	0,02	0,28	0,00	0,00	0,97	7,00
TE43	Undif.	51,5	0,00	24,2	4,82	0,18	2,70	0,00	0,01	10,94	94,4	3,52	0,00	1,95	0,28	0,01	0,28	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Undif.	50,1	0,00	24,1	4,07	0,30	2,69	0,00	0,05	11,14	92,4	3,50	0,00	1,98	0,24	0,02	0,28	0,00	0,01	0,99	7,01
TE43	Undif.	50,4	0,08	24,0	4,00	0,14	2,83	0,00	0,04	10,86	92,3	3,51	0,00	1,97	0,23	0,01	0,29	0,00	0,01	0,96	6,99
TE43	Undif.	50,5	0,00	24,1	4,15	0,26	2,77	0,00	0,05	11,32	93,1	3,50	0,00	1,97	0,24	0,02	0,29	0,00	0,01	1,00	7,02
TE43	Undif.	51,4	0,00	24,0	4,73	0,00	2,89	0,00	0,05	11,26	94,4	3,52	0,00	1,94	0,27	0,00	0,29	0,00	0,01	0,98	7,01
TE43	Undif.	51,6	0,07	24,5	4,34	0,28	2,67	0,08	0,08	10,50	94,2	3,52	0,00	1,97	0,25	0,02	0,27	0,01	0,01	0,91	6,95
TE43	Undif.	50,3	0,00	23,9	4,83	0,23	2,62	0,01	0,04	11,07	93,0	3,50	0,00	1,96	0,28	0,01	0,27	0,00	0,00	0,98	7,01
TE43	Undif.	50,9	0,02	24,5	4,36	0,13	2,65	0,00	0,01	10,88	93,5	3,50	0,00	1,99	0,25	0,01	0,27	0,00	0,00	0,95	6,98
TE43	Undif.	51,4	0,10	24,6	4,39	0,11	2,80	0,00	0,05	10,94	94,4	3,50	0,01	1,98	0,25	0,01	0,28	0,00	0,01	0,95	6,98
TE43	Undif.	50,5	0,00	23,8	4,76	0,25	2,74	0,00	0,00	11,52	93,6	3,50	0,00	1,94	0,28	0,01	0,28	0,00	0,00	1,02	7,04
TE46		52,1	0,00	22,9	4,36	0,26	3,74	0,01	0,07	10,19	93,7	3,56	0,00	1,85	0,25	0,01	0,38	0,00	0,01	0,89	6,96
TE46		51,8	0,00	22,7	3,92	0,17	3,81	0,00	0,02	11,10	93,5	3,56	0,00	1,84	0,23	0,01	0,39	0,00	0,00	0,97	7,01
TE46		51,0	0,00	22,7	4,19	0,15	3,92	0,00	0,07	11,50	93,5	3,53	0,00	1,85	0,24	0,01	0,40	0,00	0,01	1,02	7,06
TE46		52,0	0,00	23,3	4,72	0,00	3,63	0,06	0,07	9,75	93,6	3,56	0,00	1,88	0,27	0,00	0,37	0,00	0,01	0,85	6,93
TE46		52,1	0,09	24,0	5,18	0,01	3,45	0,06	0,08	10,81	95,8	3,51	0,00	1,91	0,29	0,00	0,35	0,00	0,01	0,93	7,00
TE46		51,8	0,00	23,2	5,06	0,21	3,60	0,08	0,05	10,23	94,2	3,54	0,00	1,87	0,29	0,01	0,37	0,01	0,01	0,89	6,98
TE46		51,4	0,02	22,2	4,88	0,08	4,09	0,00	0,02	11,13	93,8	3,55	0,00	1,80	0,28	0,00	0,42	0,00	0,00	0,98	7,04
TE46		51,0	0,09	22,4	5,13	0,09	4,00	0,02	0,02	10,99	93,7	3,53	0,00	1,82	0,30	0,01	0,41	0,00	0,00	0,97	7,04
TE46		51,4	0,19	21,9	5,53	0,09	4,06	0,01	0,06	10,89	94,1	3,54	0,01	1,78	0,32	0,01	0,42	0,00	0,01	0,96	7,04
TE46		52,9	0,00	23,7	4,48	0,00	3,45	0,04	0,75	10,27	95,5	3,55	0,00	1,87	0,25	0,00	0,35	0,00	0,10	0,88	7,00
TE46		51,2	0,05	22,6	4,87	0,21	3,88	0,00	0,01	11,25	94,0	3,53	0,00	1,83	0,28	0,01	0,40	0,00	0,00	0,99	7,05
TE46		51,3	0,04	22,8	4,70	0,06	3,84	0,00	0,04	11,35	94,1	3,53	0,00	1,85	0,27	0,00	0,39	0,00	0,00	1,00	7,05
TE46		51,0	0,19	22,1	4,80	0,07	4,01	0,00	0,05	11,62	93,8	3,53	0,01	1,80	0,28	0,00	0,41	0,00	0,01	1,03	7,07
TE46		51,4	0,01	22,3	4,65	0,07	3,89	0,00	0,03	11,35	93,8	3,55	0,00	1,82	0,27	0,00	0,40	0,00	0,00	1,00	7,04
TE46		50,9	0,04	22,6	4,63	0,00	3,97	0,00	0,02	11,51	93,6	3,52	0,00	1,84	0,27	0,00	0,41	0,00	0,00	1,02	7,06
TE46		51,9	0,04	21,6	5,03	0,02	4,06	0,00	0,04	10,89	93,6	3,58	0,00	1,76	0,29	0,00	0,42	0,00	0,01	0,96	7,02
TE46		51,4	0,05	22,6	5,24	0,12	3,98	0,00	0,05	11,71	95,1	3,52	0,00	1,82	0,30	0,01	0,41	0,00	0,01	1,02	7,08
TE46		51,6	0,00	22,1	4,66	0,14	3,99	0,00	0,02	11,60	94,0	3,56	0,00	1,79	0,27	0,01	0,41	0,00	0,00	1,02	7,06
TE46		51,2	0,04	22,4	5,41	0,10	3,90	0,01	0,06	10,38	93,5	3,54	0,00	1,82	0,31	0,01	0,40	0,00	0,01	0,92	7,01
TE46		51,7	0,13	21,6	5,49	0,00	4,00	0,00	0,03	11,23	94,2	3,57	0,01	1,75	0,32	0,00	0,41	0,00	0,00	0,99	7,05
TE46		51,2	0,00	22,2	5,18	0,04	3,86	0,00	0,00	11,60	94,0	3,54	0,00	1,81	0,30	0,00	0,40	0,00	0,00	1,02	7,07
TE46		51,5	0,02	22,9	4,60	0,03	3,91	0,00	0,03	11,32	94,3	3,53	0,00	1,85	0,26	0,00	0,40	0,00	0,00	0,99	7,04
TE46		51,8	0,04	22,8	3,85	0,11	4,02	0,00	0,03	11,01	93,6	3,55	0,00	1,85	0,22	0,01	0,41	0,00	0,00	0,96	7,01
TE46		50,5	0,00	22,6	4,64	0,21	4,07	0,00	0,00	11,50	93,5	3,50	0,00	1,85	0,27	0,01	0,42	0,00	0,00	1,02	7,08
TE46		51,6	0,04	22,7	4,99	0,20	4,04	0,02	0,04	11,12	94,8	3,53	0,00	1,83	0,29	0,01	0,41	0,00	0,01	0,97	7,04
TE46		51,4	0,00	22,3	4,31	0,14	3,99	0,00	0,06	11,33	93,5	3,55	0,00	1,81	0,25	0,01	0,41	0,00	0,01	1,00	7,04
TE46		51,4	0,00	22,5	5,00	0,13	4,18	0,00	0,03	11,05	94,3	3,53	0,00	1,82	0,29	0,01	0,43	0,00	0,00	0,97	7,05
TE46		51,6	0,03	22,7	4,67	0,19	4,06	0,01	0,01	11,45	94,7	3,53	0,00	1,83	0,27	0,01	0,41	0,00	0,00	1,00	7,05
TE46		51,7	0,00	22,3	4,86	0,09	4,07	0,00	0,01	10,98	94,0	3,55	0,00	1,81	0,28	0,01	0,42	0,00	0,00	0,96	7,03
TE46		51,7	0,07	21,7	5,21	0,11	3,92	0,00	0,03	10,91	93,7	3,57	0,00	1,77	0,30	0,01	0,40	0,00	0,00	0,96	7,02
TE46		51,6	0,00	22,0	5,71	0,03	3,86	0,00	0,03	11,40	94,7	3,55	0,00	1,78	0,33	0,00	0,40	0,00	0,00	1,00	7,06
TE46		51,8	0,01	21,6	6,14	0,00	4,10	0,00	0,02	11,51	95,2	3,55	0,00	1,75	0,35	0,00	0,42	0,00	0,00	1,01	7,08
TE46		51,2	0,00	23,1	5,02	0,08	3,95	0,00	0,03	10,61	94,0	3,52	0,00	1,87	0,29	0,00	0,40	0,00	0,00	0,93	7,02
TE46		51,1	0,00	23,0	4,52	0,18	3,95	0,00	0,05	11,36	94,1	3,51	0,00	1,86	0,26	0,01	0,40	0,00	0,01	1,00	7,06
TE46		51,3	0,04	22,6	5,21	0,23	4,08	0,00	0,02	11,47	95,0	3,51	0,00	1,83	0,30	0,01	0,42	0,00	0,00	1,00	7,07
TE47		53,0	0,00	22,4	6,03	0,14	4,27	0,00	0,00	7,63	93,5	3,60	0,00	1,79	0,34	0,01	0,43	0,00	0,00	0,66	6,83
TE47		55,2	0,00	23,3	4,63	0,25	3,63	0,04	0,02	8,89	96,0	3,64	0,00	1,81	0,26	0,01	0,36	0,00	0,00	0,75	6,83
TE47		54,5	0,07	22,8	4,79	0,15	3,89	0,00	0,00	8,79	95,0	3,64	0,00	1,79	0,27	0,01	0,39	0,00	0,00	0,75	6,84
TE47		53,5	0,01	22,1	4,85	0,03	3,70	0,00	0,06	10,53	94,7	3,62	0,00	1,76	0,28	0,00	0,37	0,00	0,01	0,91	6,95

TE47		51,4	0,07	25,2	4,35	0,23	2,00	0,00	0,04	10,44	93,8	3,51	0,00	2,03	0,25	0,01	0,20	0,00	0,00	0,91	6,93
TE49	Alt. Bt	50,0	0,29	22,7	7,52	0,04	3,44	0,00	0,04	10,35	94,3	3,47	0,02	1,85	0,44	0,00	0,36	0,00	0,01	0,92	7,05
TE49	Alt. Bt	50,3	0,24	22,7	7,01	0,04	3,15	0,00	0,02	10,90	94,4	3,49	0,01	1,85	0,41	0,00	0,33	0,00	0,00	0,96	7,06
TE49	Alt. Bt	50,3	0,14	23,6	7,54	0,00	2,62	0,01	0,00	10,40	94,6	3,47	0,01	1,92	0,44	0,00	0,27	0,00	0,00	0,92	7,02
TE49	Alt. Bt	53,7	0,00	23,7	5,07	0,19	1,84	0,05	2,06	7,89	94,4	3,61	0,00	1,88	0,29	0,01	0,18	0,00	0,27	0,68	6,92
TE61		53,5	0,07	22,2	5,90	0,11	3,14	0,01	0,02	8,87	93,8	3,64	0,00	1,78	0,34	0,01	0,32	0,00	0,00	0,77	6,86
TE61		54,1	0,06	23,1	5,74	0,36	2,90	0,03	0,04	8,88	95,2	3,62	0,00	1,82	0,32	0,02	0,29	0,00	0,00	0,76	6,84
TE61		52,7	0,02	24,0	4,35	0,26	3,00	0,00	0,03	9,17	93,6	3,58	0,00	1,92	0,25	0,02	0,30	0,00	0,00	0,79	6,86
TE61		53,1	0,03	22,1	6,20	0,24	2,76	0,00	0,03	9,10	93,7	3,64	0,00	1,78	0,35	0,01	0,28	0,00	0,00	0,79	6,87
TE61		54,1	0,10	22,1	6,30	0,28	2,84	0,00	0,02	9,28	95,0	3,65	0,00	1,76	0,36	0,02	0,29	0,00	0,00	0,80	6,87
TE61		53,6	0,00	22,2	6,66	0,33	2,94	0,03	0,01	8,80	94,5	3,63	0,00	1,77	0,38	0,02	0,30	0,00	0,00	0,76	6,86
TE61		54,3	0,00	22,7	6,65	0,08	2,85	0,02	0,03	9,50	96,1	3,62	0,00	1,79	0,37	0,00	0,28	0,00	0,00	0,81	6,89
TE61		52,2	0,02	22,0	5,92	0,28	2,89	0,07	0,01	10,72	94,1	3,59	0,00	1,79	0,34	0,02	0,30	0,00	0,00	0,94	6,98
TE61		52,4	0,01	22,4	6,25	0,27	2,83	0,00	0,02	10,93	95,1	3,58	0,00	1,80	0,36	0,02	0,29	0,00	0,00	0,95	7,00
TE61		52,1	0,00	22,5	5,81	0,33	2,85	0,00	0,04	10,83	94,4	3,58	0,00	1,82	0,33	0,02	0,29	0,00	0,01	0,95	6,99
TE61		53,5	0,08	21,2	6,15	0,21	3,00	0,00	0,03	10,83	94,9	3,65	0,00	1,70	0,35	0,01	0,31	0,00	0,00	0,94	6,97
TE61		52,1	0,00	22,4	6,20	0,21	3,02	0,04	0,01	10,12	94,1	3,58	0,00	1,81	0,36	0,01	0,31	0,00	0,00	0,89	6,96
TE62	S1	51,8	0,02	21,5	5,49	0,34	3,39	0,02	0,01	10,66	93,2	3,60	0,00	1,76	0,32	0,02	0,35	0,00	0,00	0,94	6,99
TE62	S1	51,1	0,06	21,7	5,44	0,20	3,40	0,03	0,00	10,53	92,5	3,58	0,00	1,79	0,32	0,01	0,35	0,00	0,00	0,94	6,99
TE62	S1	52,4	0,00	21,2	5,95	0,11	3,30	0,06	0,05	10,03	93,1	3,63	0,00	1,73	0,34	0,01	0,34	0,00	0,01	0,89	6,95
TE62	S1	52,1	0,01	22,1	5,85	0,01	3,30	0,01	0,05	9,94	93,3	3,59	0,00	1,80	0,34	0,00	0,34	0,00	0,01	0,88	6,95
TE62	S1	52,5	0,00	22,2	5,14	0,03	3,47	0,01	0,02	11,11	94,5	3,59	0,00	1,79	0,29	0,00	0,35	0,00	0,00	0,97	7,00
TE62	S1	52,7	0,00	22,1	6,32	0,10	3,31	0,04	0,02	10,41	95,0	3,59	0,00	1,78	0,36	0,01	0,34	0,00	0,00	0,90	6,98
TE62	S1	52,9	0,01	22,8	5,42	0,18	3,31	0,04	0,02	10,84	95,5	3,58	0,00	1,82	0,31	0,01	0,33	0,00	0,00	0,93	6,98
TE62	S1	52,5	0,00	21,5	6,55	0,13	3,22	0,00	0,05	9,85	93,8	3,61	0,00	1,75	0,38	0,01	0,33	0,00	0,01	0,87	6,95
TE62	S1	53,2	0,00	21,8	4,91	0,16	3,32	0,08	0,05	9,98	93,5	3,64	0,00	1,76	0,28	0,01	0,34	0,01	0,01	0,87	6,92
TE62	S1	51,8	0,09	21,8	5,56	0,22	3,17	0,10	0,05	10,16	92,9	3,59	0,00	1,78	0,32	0,01	0,33	0,01	0,01	0,90	6,96
TE62	S1	53,2	0,00	22,3	6,05	0,14	3,35	0,10	0,02	10,32	95,5	3,60	0,00	1,78	0,34	0,01	0,34	0,01	0,00	0,89	6,96
TE62	S1	51,8	0,00	22,1	6,18	0,13	3,47	0,08	0,00	10,49	94,2	3,57	0,00	1,79	0,36	0,01	0,36	0,01	0,00	0,92	7,00
TE62	S1	53,0	0,02	21,9	5,68	0,19	3,34	0,00	0,02	10,66	94,8	3,61	0,00	1,76	0,32	0,01	0,34	0,00	0,00	0,93	6,97
TE62	S1	51,6	0,17	22,2	5,59	0,12	3,34	0,00	0,06	11,10	94,2	3,56	0,01	1,80	0,32	0,01	0,34	0,00	0,01	0,98	7,02
TE62	S1	51,5	0,00	21,4	5,74	0,00	3,54	0,06	0,04	10,51	92,8	3,59	0,00	1,76	0,33	0,00	0,37	0,00	0,01	0,94	7,00
TE62	S1	51,9	0,01	21,5	5,73	0,00	3,36	0,02	0,04	10,60	93,2	3,60	0,00	1,76	0,33	0,00	0,35	0,00	0,01	0,94	6,99
TE62	S1	51,0	0,05	21,4	6,65	0,12	3,06	0,12	0,04	10,84	93,3	3,57	0,00	1,76	0,39	0,01	0,32	0,01	0,00	0,97	7,03
TE62	S1	51,5	0,00	21,3	5,79	0,22	3,41	0,09	0,03	10,78	93,1	3,59	0,00	1,75	0,34	0,01	0,35	0,01	0,00	0,96	7,02
TE62	S1	53,3	0,00	22,2	5,05	0,15	3,44	0,02	0,02	10,21	94,4	3,62	0,00	1,78	0,29	0,01	0,35	0,00	0,00	0,88	6,93
TE62	S1	51,8	0,04	23,2	5,25	0,13	2,90	0,04	0,09	10,15	93,6	3,56	0,00	1,88	0,30	0,01	0,30	0,00	0,01	0,89	6,95
TE62	S1	51,6	0,00	22,0	5,99	0,22	3,26	0,10	0,01	10,22	93,5	3,57	0,00	1,80	0,35	0,01	0,34	0,01	0,00	0,90	6,98
TE62	S1	51,7	0,25	21,4	5,67	0,05	2,94	0,20	0,03	10,24	92,5	3,61	0,01	1,76	0,33	0,00	0,31	0,02	0,00	0,91	6,95
TE62	S1	51,2	0,06	21,6	6,01	0,19	3,25	0,00	0,01	11,03	93,4	3,57	0,00	1,78	0,35	0,01	0,34	0,00	0,00	0,98	7,03
TE62	S1	52,8	0,00	22,0	4,94	0,36	3,31	0,13	0,03	10,16	93,7	3,62	0,00	1,78	0,28	0,02	0,34	0,01	0,00	0,89	6,94
TE62	S1	51,5	0,10	22,0	6,36	0,19	3,27	0,08	0,04	10,37	94,0	3,56	0,01	1,79	0,37	0,01	0,34	0,01	0,01	0,91	7,00
TE62	S1	51,7	0,03	22,3	6,01	0,05	3,18	0,04	0,06	10,30	93,6	3,57	0,00	1,81	0,35	0,00	0,33	0,00	0,01	0,91	6,98
TE62	S1	52,1	0,15	21,4	6,26	0,06	3,00	0,09	0,05	10,20	93,3	3,61	0,01	1,75	0,36	0,00	0,31	0,01	0,01	0,90	6,96
TE62	S1	51,5	0,04	22,0	5,70	0,02	3,32	0,03	0,03	10,42	93,0	3,58	0,00	1,80	0,33	0,00	0,34	0,00	0,00	0,92	6,98
TE62	S1	52,0	0,00	21,5	6,18	0,16	3,21	0,00	0,03	10,29	93,4	3,60	0,00	1,76	0,36	0,01	0,33	0,00	0,00	0,91	6,97
TE62	S1	52,9	0,00	22,1	5,26	0,07	3,49	0,00	0,03	10,06	93,9	3,62	0,00	1,78	0,30	0,00	0,36	0,00	0,00	0,88	6,94
TE62	S1	51,9	0,02	22,2	4,81	0,12	3,24	0,00	0,03	10,20	92,5	3,60	0,00	1,81	0,28	0,01	0,33	0,00	0,00	0,90	6,94
TE62	S1	53,8	0,00	23,3	4,18	0,07	3,57	0,03	0,01	8,33	93,3	3,63	0,00	1,85	0,24	0,00	0,36	0,00	0,00	0,72	6,80
TE62	S1	52,2	0,00	22,6	5,21	0,20	3,22	0,01	0,03	10,48	94,0	3,58	0,00	1,83	0,30	0,01	0,33	0,00	0,00	0,92	6,97
TE62	S1	51,6	0,01	22,0	5,63	0,21	3,25	0,03	0,00	10,50	93,2	3,58	0,00	1,80	0,33	0,01	0,34	0,00	0,00	0,93	6,99
TE62	S1	52,3	0,05	22,1	5,57	0,17	3,33	0,12	0,06	10,06	93,7	3,59	0,00	1,79	0,32	0,01	0,34	0,01	0,01	0,88	6,95
TE62	S1	52,0	0,05	22,3	5,11	0,14	3,35	0,00	0,04	10,73	93,6	3,58	0,00	1,81	0,29	0,01	0,34	0,00	0,01	0,94	6,99
TE62	S1	52,6	0,00	21,6	6,28	0,06	3,21	0,04	0,05	10,16	94,0	3,61	0,00	1,75	0,36	0,00	0,33	0,00	0,01	0,89	6,96
TE62	S1	52,4	0,14	21,6	5,67	0,19	3,31	0,12	0,04	10,60	94,0	3,60	0,01	1,75	0,33	0,01	0,34	0,01	0,01	0,93	6,98
TE62	S1	52,5	0,07	21,7	5,42	0,05	3,50	0,03	0,00	9,82	93,1	3,62	0,00	1,76	0,31	0,00	0,36	0,00	0,00	0,86	6,93
TE62	S1	52,1	0,00	21,6	5,87	0,06	3,52	0,06	0,04	10,20	93,5	3,60	0,00	1,76	0,34	0,00	0,36	0,00	0,01	0,90	6,97
TE62	S1	52,0	0,00	22,1	4,81	0,10	3,36	0,00	0,02	10,62	93,0	3,60	0,00	1,80	0,28	0,01	0,35	0,00	0,00	0,94	6,97
TE62	S1	51,2	0,00	21,5	6,04	0,17	3,47	0,04	0,04	10,61	93,1	3,57	0,00	1,77	0,35	0,01	0,36	0,00	0,01	0,94	7,02
TE62	S1	50,9	0,12	22,2	5,90	0,03	3,17	0,02	0,04	10,58	92,9	3,55	0,01	1,82	0,34	0,00	0,33	0,00	0,01	0,94	7,01
TE62	S1	52,0	0,00	21,4	5,13	0,00	3,14	0,05	0,01	10,45	92,2	3,63	0,00	1,76	0,30	0,00	0,33	0,00	0,00	0,93	6,95
TE62	S1	51,6	0,11	22,4	5,58	0,08	3,27	0,02	0,03	10,82	93,8	3,56	0,01	1,82	0,32	0,00	0,34	0,00	0,00	0,95	7,01
TE62	S1	52,9	0,00	22,3	5,64	0,23	3,35	0,03	0,00	10,51	94,9	3,59	0,00	1,79	0,32	0,01	0,34	0,00	0,00	0,91	6,97
TE62	S1	52,8	0,02	21,8	5,92	0,14	3,30	0,06	0,01	10,59	94,7	3,61	0,00	1,75	0,34	0,01	0,34	0,00	0,00	0,92	6,97
TE62	S1	51,6	0,01	21,8	5,74	0,08	3,31	0,00	0,01	10,41	93,0	3,59	0,00	1,79	0,33	0,00	0,34	0,00	0,00	0,92	6,98
TE62	S1	52,3	0,11	21,5	6,08	0,08	3,15	0,04	0,04	10,95	94,3	3,60	0,01	1,75	0,35	0,00	0,32	0,00	0,00	0,96	7,00
TE62	S1	52,4	0,03	20,9	5,79	0,03	3,19	0,00	0,03	10,43	92,8	3,65	0,00	1,71	0,34	0,00	0,33	0,00	0,00	0,93	6,96
TE62	S2	51,9	0,00	21,3	6,09	0,25	3,19	0,02	0,04	10,58	93,4	3,61	0,00	1,75	0,35	0,01	0,33	0,00	0,01	0,94	6,99
TE62	S2	52,2	0,00	22,4	5,23	0,11	3,23	0,05	0,02	9,84	93,1	3,60	0,00	1,82	0,30	0,01	0,33	0,00	0,00	0,87	6,93
TE62	S2	51,4	0,04	22,4	5,03	0,12	3,37	0,00	0,06	10,24	92,7	3,57	0,00	1,83	0,29	0,01	0,35	0,00	0,01	0,91	6,97
TE62	S2	51,7	0,01	21,9	5,21	0,09	3,56	0,23	0,00	9,72	92,4	3,59	0,00	1,80	0,30	0,01	0,37	0,02	0,00	0,86	6,94
TE62	S2	48,1	5,62	21,6	5,14	0,05	3,02	0,21	0,05	8,98	92,7	3,36	0,30	1,77	0,30	0,00	0,31	0,02	0,01	0,80	6,87
TE62	S2	53,3	0,00	22,5	5,11	0,08	3,52	0,11	0,01	10,30	94,9	3,60	0,00	1,80	0,29	0,00	0,36	0,01	0,00	0,89	6,94
TE62	S2	52,1	0,00	22,5	5,06	0,08	3,08	0,00	0,01	10,14	93,0	3,60	0,00	1,83	0,29	0,00	0,32	0,00	0,00	0,89	6,94
TE62	S2	53,0	0,07	22,7	4,90	0,13	3,40	0,05	0,00	10,40	94,7	3,60	0,00	1,81	0,28	0,01	0,34	0,00	0,00	0,90	6,94
TE62	S2	51,1	0,00	23,2	5,12	0,07	3,34	0,14	0,05	10,15	93,2	3,53	0,00	1,89	0,30	0,00	0,34	0,01	0,01	0,89	6,97
TE62	S2	51,4	0,04	21,9	5,50	0,03	3,25	0,07	0,03	10,18	92,5	3,58	0,00	1,80	0,32	0,00	0,34	0,00	0,00	0,91	6,97
TE62	S2	51,9	0,07	22,3	4,43	0,18	3,32	0,05	0,00	10,09	92,4	3,60	0,00	1,83	0,26	0,01	0,34	0,00	0,00	0,89	6,93
TE62	S2	52,4	0,00	22,0	5,67	0,11	3,34	0,00	0,04	10,02	93,7	3,60	0,00	1,79	0,33	0,01	0,34	0,00	0,01	0,88	6,95

TE62	S2	52,5	0,08	22,2	5,64	0,28	3,48	0,10	0,02	9,80	94,1	3,59	0,00	1,79	0,32	0,02	0,35	0,01	0,00	0,85	6,94
TE62	S2	51,5	0,07	22,8	4,98	0,12	3,19	0,09	0,00	9,40	92,1	3,57	0,00	1,86	0,29	0,01	0,33	0,01	0,00	0,83	6,91
TE62	S2	51,4	0,13	22,6	5,42	0,14	3,40	0,04	0,00	9,93	93,1	3,55	0,01	1,84	0,31	0,01	0,35	0,00	0,00	0,88	6,96
TE62	S2	52,4	0,00	22,2	4,51	0,02	3,37	0,00	0,05	10,23	92,8	3,61	0,00	1,81	0,26	0,00	0,35	0,00	0,01	0,90	6,94
TE62	S2	52,3	0,12	22,2	4,84	0,09	3,32	0,00	0,04	10,54	93,5	3,60	0,01	1,80	0,28	0,01	0,34	0,00	0,00	0,92	6,96
TE62	S2	52,4	0,05	22,1	4,27	0,07	3,28	0,02	0,03	10,30	92,5	3,62	0,00	1,80	0,25	0,00	0,34	0,00	0,00	0,91	6,93
TE62	S2	51,5	1,51	21,4	4,68	0,16	3,28	0,22	0,05	9,99	92,8	3,57	0,08	1,75	0,27	0,01	0,34	0,02	0,01	0,88	6,92
TE62	S2	52,6	0,07	22,1	5,58	0,07	3,29	0,16	0,05	9,62	93,5	3,61	0,00	1,79	0,32	0,00	0,34	0,01	0,01	0,84	6,92
TE62	S2	52,5	0,00	22,9	5,00	0,12	3,37	0,08	0,03	10,27	94,3	3,58	0,00	1,84	0,29	0,01	0,34	0,01	0,00	0,89	6,95
TE62	S2	52,0	0,00	23,1	5,31	0,00	3,15	0,06	0,05	9,75	93,5	3,57	0,00	1,87	0,30	0,00	0,32	0,00	0,01	0,85	6,93
TE62	S2	52,9	0,00	22,1	4,26	0,20	3,63	0,04	0,03	10,40	93,5	3,62	0,00	1,78	0,24	0,01	0,37	0,00	0,00	0,91	6,94
TE62	S2	51,3	0,05	22,2	5,61	0,09	3,21	0,22	0,03	9,98	92,7	3,57	0,00	1,82	0,33	0,01	0,33	0,02	0,00	0,89	6,96
TE62	S2	52,2	0,03	22,7	4,58	0,00	3,21	0,00	0,06	10,64	93,4	3,59	0,00	1,84	0,26	0,00	0,33	0,00	0,01	0,93	6,96
TE62	S2	51,7	0,00	22,3	5,86	0,15	3,15	0,05	0,01	10,33	93,5	3,57	0,00	1,81	0,34	0,01	0,32	0,00	0,00	0,91	6,98
TE62	S2	51,8	0,00	22,6	5,00	0,14	3,30	0,11	0,00	9,53	92,5	3,58	0,00	1,84	0,29	0,01	0,34	0,01	0,00	0,84	6,92
TE62	S2	52,7	0,15	22,4	5,27	0,05	3,14	0,12	0,02	10,51	94,4	3,60	0,01	1,80	0,30	0,00	0,32	0,01	0,00	0,92	6,96
TE62	S2	53,6	0,16	22,2	6,21	0,09	3,18	0,09	0,06	9,86	95,4	3,61	0,01	1,76	0,35	0,01	0,32	0,01	0,01	0,85	6,92
TE62	S2	52,3	0,12	22,3	5,36	0,07	3,35	0,08	0,05	9,82	93,5	3,59	0,01	1,81	0,31	0,00	0,34	0,01	0,01	0,86	6,93
TE62	S2	52,6	0,08	23,1	5,24	0,00	3,26	0,00	0,03	10,55	94,9	3,57	0,00	1,85	0,30	0,00	0,33	0,00	0,00	0,91	6,96
TE62	S2	52,4	0,09	21,4	6,11	0,17	3,23	0,00	0,03	10,19	93,6	3,62	0,00	1,74	0,35	0,01	0,33	0,00	0,00	0,90	6,96
TE62	S2	52,0	0,12	22,4	5,15	0,10	3,10	0,02	0,02	9,75	92,6	3,60	0,01	1,83	0,30	0,01	0,32	0,00	0,00	0,86	6,92
TE62	S2	52,1	0,03	22,3	4,92	0,00	3,47	0,08	0,05	10,03	93,0	3,60	0,00	1,81	0,28	0,00	0,36	0,01	0,01	0,88	6,94
TE62	S2	52,1	0,00	22,7	4,58	0,00	3,34	0,00	0,04	10,21	93,0	3,59	0,00	1,84	0,26	0,00	0,34	0,00	0,01	0,90	6,94
TE62	S2	52,6	0,11	22,5	5,38	0,14	3,23	0,17	0,04	9,74	93,9	3,60	0,01	1,81	0,31	0,01	0,33	0,01	0,01	0,85	6,92
TE62	S2	52,4	0,00	22,3	5,40	0,13	3,25	0,27	0,04	9,77	93,6	3,60	0,00	1,80	0,31	0,01	0,33	0,02	0,01	0,86	6,93
TE62	S2	52,3	0,03	22,5	4,95	0,17	3,26	0,04	0,03	10,02	93,3	3,60	0,00	1,82	0,28	0,01	0,33	0,00	0,00	0,88	6,93
TE62	S2	51,8	0,15	21,8	5,43	0,08	3,34	0,05	0,03	10,58	93,2	3,59	0,01	1,78	0,31	0,00	0,35	0,00	0,00	0,94	6,98
TE62	S2	51,4	0,11	22,8	5,58	0,00	3,11	0,19	0,04	9,91	93,1	3,55	0,01	1,86	0,32	0,00	0,32	0,01	0,00	0,87	6,95
TE62	S2	52,5	0,00	22,3	5,32	0,13	3,30	0,01	0,02	9,80	93,4	3,60	0,00	1,80	0,31	0,01	0,34	0,00	0,00	0,86	6,92
TE62	S2	51,4	0,08	22,8	4,84	0,00	3,20	0,03	0,02	10,33	92,8	3,56	0,00	1,86	0,28	0,00	0,33	0,00	0,00	0,91	6,96
TE62	S2	51,9	0,06	22,6	5,40	0,00	3,37	0,07	0,02	10,25	93,6	3,57	0,00	1,83	0,31	0,00	0,35	0,00	0,00	0,90	6,96
TE62	S2	50,7	0,16	21,5	5,19	0,17	3,29	0,07	0,04	10,93	92,0	3,57	0,01	1,79	0,31	0,01	0,35	0,01	0,01	0,98	7,02
TE62	S2	52,1	0,04	22,7	4,49	0,09	3,42	0,11	0,03	9,98	93,0	3,59	0,00	1,84	0,26	0,01	0,35	0,01	0,00	0,88	6,93
TE62	S2	52,2	0,00	22,1	5,39	0,05	3,35	0,00	0,00	10,32	93,4	3,60	0,00	1,79	0,31	0,00	0,34	0,00	0,00	0,91	6,96
TE62	S2	53,3	0,00	22,6	5,45	0,00	3,59	0,07	0,01	7,71	92,8	3,63	0,00	1,81	0,31	0,00	0,36	0,01	0,00	0,67	6,80
TE62	S2	52,1	0,10	21,5	5,44	0,06	3,24	0,02	0,03	10,56	93,0	3,61	0,01	1,76	0,32	0,00	0,34	0,00	0,00	0,94	6,97
TE62	S2	51,9	0,02	22,0	6,01	0,14	3,24	0,03	0,04	10,36	93,8	3,58	0,00	1,79	0,35	0,01	0,33	0,00	0,01	0,91	6,98
TE62	S2	53,1	0,00	23,0	4,74	0,00	3,30	0,00	0,00	10,68	94,8	3,59	0,00	1,84	0,27	0,00	0,33	0,00	0,00	0,92	6,95
TE73	Alt. Bt	50,9	0,16	22,8	4,50	0,02	4,83	0,03	0,03	10,84	94,2	3,49	0,01	1,85	0,26	0,00	0,49	0,00	0,00	0,95	7,05
TE73	Alt. Bt	52,3	0,05	23,1	6,35	0,07	2,49	0,05	0,03	11,01	95,5	3,56	0,00	1,86	0,36	0,00	0,25	0,00	0,00	0,96	6,99
TE73	Alt. Bt	51,6	0,00	22,7	6,26	0,07	2,20	0,01	0,06	10,83	93,7	3,57	0,00	1,85	0,36	0,00	0,23	0,00	0,01	0,96	6,98
TE73	Alt. Bt	50,2	0,02	22,9	6,64	0,07	3,09	0,00	0,08	10,68	93,7	3,49	0,00	1,88	0,39	0,00	0,32	0,00	0,01	0,95	7,04
TE73	Alt. Bt	50,5	0,04	23,9	5,45	0,10	2,33	0,01	0,04	11,26	93,7	3,50	0,00	1,95	0,32	0,01	0,24	0,00	0,01	1,00	7,02
TE73	Alt. Bt	50,8	0,03	23,8	5,64	0,05	2,18	0,03	0,24	10,93	93,7	3,52	0,00	1,94	0,33	0,00	0,22	0,00	0,03	0,96	7,01
TE73	Alt. Bt	50,9	0,00	23,8	5,72	0,11	2,07	0,00	0,04	10,88	93,5	3,53	0,00	1,94	0,33	0,01	0,21	0,00	0,01	0,96	6,99
TE73	C.T.	54,2	0,00	23,3	6,01	0,06	3,30	0,00	0,03	9,04	95,9	3,60	0,00	1,83	0,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,77	6,87
TE73	C.T.	53,6	0,00	21,6	6,97	0,05	2,73	0,00	0,00	9,89	94,8	3,65	0,00	1,73	0,40	0,00	0,28	0,00	0,00	0,86	6,92
TE73	C.T.	53,8	0,04	21,0	7,51	0,00	2,53	0,01	0,01	9,83	94,7	3,67	0,00	1,69	0,43	0,00	0,26	0,00	0,00	0,86	6,91
TE73	C.T.	54,2	0,01	22,5	5,97	0,00	2,79	0,00	0,00	8,71	94,2	3,66	0,00	1,79	0,34	0,00	0,28	0,00	0,00	0,75	6,82
TE73	C.T.	53,6	0,00	23,8	5,12	0,15	2,75	0,01	0,02	9,84	95,3	3,60	0,00	1,88	0,29	0,01	0,27	0,00	0,00	0,84	6,89
TE73	C.T.	53,8	0,00	21,7	7,12	0,17	2,26	0,00	0,01	9,79	94,9	3,66	0,00	1,74	0,41	0,01	0,23	0,00	0,00	0,85	6,90
TE73	C.T.	53,1	0,00	21,4	5,87	0,13	2,70	0,01	0,03	10,90	94,1	3,65	0,00	1,73	0,34	0,01	0,28	0,00	0,00	0,96	6,96
TE73	C.T.	52,1	0,00	22,3	7,93	0,07	1,38	0,00	0,02	10,00	93,8	3,61	0,00	1,82	0,46	0,00	0,14	0,00	0,00	0,88	6,92
TE77		51,8	0,01	22,2	5,52	0,44	3,43	0,02	0,04	11,25	94,7	3,56	0,00	1,80	0,32	0,03	0,35	0,00	0,01	0,98	7,04
TE77		51,5	0,02	22,1	5,61	0,08	3,58	0,01	0,03	11,06	94,0	3,56	0,00	1,80	0,32	0,00	0,37	0,00	0,00	0,97	7,03
TE77		50,2	0,05	22,4	5,85	0,26	3,49	0,02	0,03	10,52	92,8	3,51	0,00	1,85	0,34	0,02	0,36	0,00	0,00	0,94	7,03
TE77		51,8	0,00	22,3	5,30	0,22	3,59	0,02	0,03	11,19	94,4	3,56	0,00	1,80	0,30	0,01	0,37	0,00	0,00	0,98	7,03
TE77		51,5	0,02	22,1	5,46	0,17	3,62	0,00	0,03	11,49	94,4	3,55	0,00	1,79	0,31	0,01	0,37	0,00	0,00	1,01	7,06
TE77		52,4	0,00	22,4	5,30	0,13	3,58	0,00	0,03	11,44	95,3	3,57	0,00	1,80	0,30	0,01	0,36	0,00	0,00	0,99	7,03
TE77		51,7	0,02	21,6	5,48	0,22	3,51	0,00	0,04	11,26	93,9	3,58	0,00	1,76	0,32	0,01	0,36	0,00	0,01	0,99	7,04
TE77		51,1	0,06	22,1	6,44	0,03	3,67	0,00	0,01	11,19	94,6	3,53	0,00	1,80	0,37	0,00	0,38	0,00	0,00	0,99	7,06
TE77		51,4	0,01	22,5	5,65	0,17	3,63	0,02	0,04	10,79	94,2	3,54	0,00	1,82	0,33	0,01	0,37	0,00	0,01	0,95	7,03
TE77		50,9	0,00	21,7	5,64	0,26	3,70	0,00	0,04	11,37	93,6	3,55	0,00	1,78	0,33	0,02	0,38	0,00	0,01	1,01	7,07
TE77		51,1	0,01	22,6	5,86	0,18	3,63	0,07	0,05	10,30	93,9	3,53	0,00	1,84	0,34	0,01	0,37	0,01	0,01	0,91	7,01
TE77		50,1	0,00	22,2	6,34	0,00	3,62	0,00	0,07	11,11	93,4	3,50	0,00	1,83	0,37	0,00	0,38	0,00	0,01	0,99	7,08
TE77		51,3	0,03	21,9	5,01	0,19	3,69	0,00	0,01	11,29	93,4	3,56	0,00	1,80	0,29	0,01	0,38	0,00	0,00	1,00	7,04
TE77		51,2	0,00	21,9	4,87	0,30	3,57	0,00	0,04	11,01	92,9	3,57	0,00	1,80	0,28	0,02	0,37	0,00	0,01	0,98	7,02
TE77		51,4	0,00	21,7	5,88	0,17	3,92	0,00	0,01	11,27	94,4	3,55	0,00	1,77	0,34	0,01	0,40	0,00	0,00	0,99	7,06
TE77		51,1	0,13	22,1	5,82	0,16	3,72	0,00	0,02	11,21	94,2	3,53	0,01	1,80	0,34	0,01	0,38	0,00	0,00	0,99	7,06
TE77		51,9	0,00	22,2	5,56	0,18	3,57	0,00	0,03	11,30	94,8	3,56	0,00	1,79	0,32	0,01	0,36	0,00	0,00	0,99	7,04
TE77		51,2	0,14	22,7	4,67	0,28	3,58	0,03	0,06	11,20	93,8	3,53	0,01	1,84	0,27	0,02	0,37	0,00	0,01	0,99	7,03
TE77		51,4	0,01	22,1	5,31	0,20	3,45	0,01	0,04	10,62	93,2	3,57	0,00	1,81	0,31	0,01	0,36	0,00	0,00	0,94	7,00
TE77		52,4	0,00	22,4	5,30	0,13	3,58	0,00	0,03	11,44	95,3	3,57	0,00	1,80	0,30	0,01	0,36	0,00	0,00	0,99	7,03
TE77		52,5	0,14	22,6	5,71	0,09	3,55	0,00	0,02	10,97	95,5	3,56	0,01	1,80	0,32	0,01	0,36	0,00	0,00	0,95	7,01
TE77		52,2	0,14	22,1	5,32	0,21	3,60	0,00	0,02	11,32	94,9	3,57	0,01	1,78	0,30	0,01	0,37	0,00	0,00	0,99	7,03
TE77		50,8	0,00	22,5	5,61	0,23	3,40	0,05	0,04	10,85	93,5	3,53	0,00	1,84	0,33	0,01	0,35	0,00	0,01	0,96	7,03
TE77		51,2	0,14	22,7	4,67	0,28	3,58	0,03	0,06	11,20	93,8	3,53	0,01	1,84	0,27	0,02	0,37	0,00	0,01	0,99	7,03
TE77		51,6	0,10	22,1	5,28	0,24	3,55	0,00	0,03	11,35	94,3	3,56	0,01	1,80	0,30	0,01	0,36	0,00	0,00	1,00	7,04
TE77		51,2	0,00	21,9	4,87	0,30	3,57	0,00	0,04	11,01	92,9	3,57	0,00	1,80	0,28	0,02	0,37	0,00	0,01	0,98	7,02
TE77		51,9	0,00	22,2	5,56	0,18	3,57	0,00	0,03	11,30	94,8	3,56	0,00	1,79	0,32	0,01	0,36	0,00	0,00	0,99	7,04

TE77		51,8	0,01	22,2	5,52	0,44	3,43	0,02	0,04	11,25	94,7	3,56	0,00	1,80	0,32	0,03	0,35	0,00	0,01	0,98	7,04
TE77		51,8	0,00	22,3	5,30	0,22	3,59	0,02	0,03	11,19	94,4	3,56	0,00	1,80	0,30	0,01	0,37	0,00	0,00	0,98	7,03
TE77		51,7	0,08	21,6	5,37	0,04	3,60	0,00	0,00	11,18	93,6	3,58	0,00	1,77	0,31	0,00	0,37	0,00	0,00	0,99	7,03
TE77		51,7	0,06	22,0	5,13	0,16	3,47	0,00	0,04	11,25	93,8	3,57	0,00	1,79	0,30	0,01	0,36	0,00	0,01	0,99	7,03
TE77		51,6	0,00	22,4	5,39	0,19	3,56	0,00	0,04	10,85	94,0	3,55	0,00	1,82	0,31	0,01	0,37	0,00	0,01	0,95	7,02
TE77		51,1	0,02	22,1	5,50	0,11	3,53	0,00	0,03	11,27	93,7	3,54	0,00	1,81	0,32	0,01	0,36	0,00	0,00	1,00	7,05
TE77		51,4	0,12	21,9	5,89	0,23	3,69	0,00	0,02	11,27	94,5	3,54	0,01	1,78	0,34	0,01	0,38	0,00	0,00	0,99	7,06
TE77		51,1	0,02	22,1	5,50	0,11	3,53	0,00	0,03	11,27	93,7	3,54	0,00	1,81	0,32	0,01	0,36	0,00	0,00	1,00	7,05
TE77		51,4	0,08	21,9	5,68	0,18	3,52	0,00	0,03	11,41	94,1	3,55	0,00	1,78	0,33	0,01	0,36	0,00	0,00	1,01	7,06
TE77		50,6	0,11	22,2	5,45	0,08	3,73	0,00	0,03	11,47	93,7	3,52	0,01	1,82	0,32	0,00	0,39	0,00	0,00	1,02	7,08
TE77		50,2	0,04	21,7	5,63	0,28	3,50	0,00	0,03	11,18	92,5	3,54	0,00	1,80	0,33	0,02	0,37	0,00	0,00	1,01	7,06
TE77		51,4	0,03	22,3	5,11	0,16	3,39	0,00	0,04	10,72	93,2	3,56	0,00	1,83	0,30	0,01	0,35	0,00	0,01	0,95	7,00
TE77		51,9	0,19	21,8	5,84	0,09	3,58	0,00	0,01	11,46	94,9	3,56	0,01	1,77	0,34	0,01	0,37	0,00	0,00	1,00	7,05
TE77		51,6	0,10	22,1	5,28	0,24	3,55	0,00	0,03	11,35	94,3	3,56	0,01	1,80	0,30	0,01	0,36	0,00	0,00	1,00	7,04
TE77		51,4	0,08	22,2	5,86	0,07	3,55	0,03	0,03	10,56	93,7	3,55	0,00	1,81	0,34	0,00	0,37	0,00	0,00	0,93	7,01
TE77		51,0	0,10	22,5	5,40	0,31	3,50	0,00	0,04	10,64	93,5	3,53	0,01	1,84	0,31	0,02	0,36	0,00	0,00	0,94	7,02
TE77		50,9	0,01	22,8	5,46	0,05	3,64	0,00	0,05	10,91	93,7	3,52	0,00	1,86	0,32	0,00	0,37	0,00	0,01	0,96	7,04
TE77		51,0	0,00	22,3	5,59	0,25	3,79	0,00	0,04	10,89	93,8	3,53	0,00	1,82	0,32	0,01	0,39	0,00	0,01	0,96	7,04
TE77		51,7	0,00	22,4	5,59	0,09	3,61	0,03	0,00	10,99	94,4	3,55	0,00	1,81	0,32	0,01	0,37	0,00	0,00	0,96	7,02
TE77		51,7	0,06	22,0	5,13	0,16	3,47	0,00	0,04	11,25	93,8	3,57	0,00	1,79	0,30	0,01	0,36	0,00	0,01	0,99	7,03
TE77		51,4	0,12	21,9	5,89	0,23	3,69	0,00	0,02	11,27	94,5	3,54	0,01	1,78	0,34	0,01	0,38	0,00	0,00	0,99	7,06
TE77		51,8	0,01	22,2	5,59	0,28	3,47	0,00	0,00	11,38	94,7	3,56	0,00	1,79	0,32	0,02	0,36	0,00	0,00	1,00	7,04
TE77		51,6	0,00	22,2	5,55	0,13	3,61	0,03	0,05	11,11	94,2	3,55	0,00	1,80	0,32	0,01	0,37	0,00	0,01	0,98	7,04
TE84	Zone-A	51,0	0,57	21,9	7,15	0,19	2,20	0,03	0,05	10,83	93,9	3,55	0,03	1,80	0,42	0,01	0,23	0,00	0,01	0,96	7,01
TE84	Zone-A	50,0	0,60	22,0	7,63	0,17	2,17	0,03	0,03	11,03	93,7	3,51	0,03	1,82	0,45	0,01	0,23	0,00	0,00	0,99	7,04
TE84	Zone-A	50,4	0,53	21,7	7,24	0,01	2,51	0,00	0,05	11,02	93,4	3,54	0,03	1,79	0,42	0,00	0,26	0,00	0,01	0,99	7,04
TE84	Zone-A	50,8	0,53	21,8	6,28	0,13	2,55	0,00	0,06	10,74	92,9	3,56	0,03	1,80	0,37	0,01	0,27	0,00	0,01	0,96	7,00
TE84	Zone-A	50,9	0,46	22,2	6,55	0,07	2,61	0,03	0,05	10,91	93,8	3,54	0,02	1,82	0,38	0,00	0,27	0,00	0,01	0,97	7,02
TE84	Zone-A	50,8	0,14	23,7	5,48	0,23	1,68	0,00	0,06	10,90	93,0	3,54	0,01	1,95	0,32	0,01	0,17	0,00	0,01	0,97	6,97
TE84	Zone-A	50,2	0,00	24,3	6,18	0,30	1,51	0,00	0,02	10,92	93,4	3,50	0,00	1,99	0,36	0,02	0,16	0,00	0,00	0,97	6,99
TE84	Zone-A	50,9	0,77	21,3	6,92	0,00	2,42	0,02	0,04	10,76	93,2	3,57	0,04	1,76	0,41	0,00	0,25	0,00	0,01	0,96	7,00
TE84	Zone-A	51,1	0,57	21,4	6,49	0,00	2,53	0,00	0,02	10,59	92,7	3,58	0,03	1,77	0,38	0,00	0,26	0,00	0,00	0,95	6,98
TE84	Zone-A	50,8	0,69	22,4	6,21	0,08	2,37	0,00	0,02	9,47	92,1	3,56	0,04	1,85	0,36	0,00	0,25	0,00	0,00	0,85	6,91
TE84	Zone-A	51,2	0,23	24,6	5,66	0,32	1,53	0,00	0,08	10,46	94,1	3,51	0,01	1,99	0,32	0,02	0,16	0,00	0,01	0,91	6,94
TE84	Zone-A	51,1	0,21	24,1	5,43	0,00	1,48	0,00	0,00	11,42	93,8	3,53	0,01	1,96	0,31	0,00	0,15	0,00	0,00	1,01	6,98
TE84	Zone-A	50,4	0,26	24,8	5,85	0,27	1,42	0,00	0,05	11,12	94,2	3,48	0,01	2,02	0,34	0,02	0,15	0,00	0,01	0,98	6,99
TE84	Zone-A	51,2	0,28	24,8	6,07	0,46	1,50	0,00	0,08	10,82	95,2	3,49	0,01	1,99	0,35	0,03	0,15	0,00	0,01	0,94	6,97
TE84	Zone-A	51,0	0,17	24,4	5,84	0,16	1,58	0,02	0,00	10,93	94,1	3,51	0,01	1,98	0,34	0,01	0,16	0,00	0,00	0,96	6,97
TE84	Zone-A	50,6	0,27	24,3	6,29	0,23	1,55	0,00	0,03	10,88	94,2	3,49	0,01	1,98	0,36	0,01	0,16	0,00	0,00	0,96	6,98
TE84	Zone-A	50,7	0,32	23,8	6,07	0,22	1,68	0,02	0,04	10,89	93,8	3,51	0,02	1,94	0,35	0,01	0,17	0,00	0,01	0,96	6,98
TE84	Zone-A	50,6	0,52	22,4	6,56	0,00	2,60	0,01	0,03	10,50	93,2	3,53	0,03	1,84	0,38	0,00	0,27	0,00	0,00	0,93	6,99
TE84	Zone-A	49,7	0,56	22,1	6,82	0,23	2,16	0,00	0,02	10,77	92,4	3,52	0,03	1,85	0,40	0,01	0,23	0,00	0,00	0,97	7,02
TE84	Zone-A	49,4	0,54	22,0	6,85	0,14	2,17	0,04	0,00	11,38	92,6	3,51	0,03	1,84	0,41	0,01	0,23	0,00	0,00	1,03	7,06
TE84	Zone-A	49,7	0,43	22,4	6,59	0,22	2,24	0,00	0,05	11,20	92,9	3,51	0,02	1,87	0,39	0,01	0,24	0,00	0,01	1,01	7,05
TE84	Zone-A	49,8	0,31	22,6	6,30	0,14	2,26	0,01	0,01	10,82	92,3	3,52	0,02	1,88	0,37	0,01	0,24	0,00	0,00	0,97	7,01
TE84	Zone-A	50,1	0,31	22,4	6,27	0,18	2,25	0,05	0,04	10,96	92,5	3,53	0,02	1,86	0,37	0,01	0,24	0,00	0,00	0,99	7,02
TE84	Zone-A	50,2	0,38	22,4	6,63	0,14	2,15	0,03	0,04	11,14	93,0	3,53	0,02	1,85	0,39	0,01	0,23	0,00	0,01	1,00	7,03
TE84	Zone-A	49,8	0,44	22,5	6,29	0,28	2,38	0,04	0,02	10,44	92,2	3,52	0,02	1,87	0,37	0,02	0,25	0,00	0,00	0,94	7,00
TE84	Zone-A	50,0	0,46	22,3	6,50	0,00	2,35	0,00	0,00	11,43	93,0	3,52	0,02	1,85	0,38	0,00	0,25	0,00	0,00	1,03	7,05
TE84	Zone-A	49,7	0,53	22,0	6,55	0,37	2,25	0,00	0,00	10,75	92,2	3,52	0,03	1,84	0,39	0,02	0,24	0,00	0,00	0,97	7,01
TE84	Zone-A	49,9	0,28	22,7	6,48	0,01	2,21	0,00	0,03	11,20	92,7	3,51	0,01	1,88	0,38	0,00	0,23	0,00	0,00	1,01	7,04
TE84	Zone-A	53,9	0,37	20,9	6,01	0,14	2,26	0,01	0,03	10,42	94,0	3,69	0,02	1,69	0,34	0,01	0,23	0,00	0,00	0,91	6,90
TE84	Zone-A	49,8	0,60	21,7	7,15	0,23	2,23	0,00	0,02	10,77	92,5	3,53	0,03	1,81	0,42	0,01	0,24	0,00	0,00	0,97	7,02
TE84	Zone-A	49,5	0,42	21,9	6,63	0,14	2,34	0,02	0,07	11,03	92,1	3,52	0,02	1,84	0,39	0,01	0,25	0,00	0,01	1,00	7,04
TE84	Zone-B	55,6	0,03	22,0	3,19	0,13	4,61	0,23	0,00	9,92	95,7	3,68	0,00	1,71	0,18	0,01	0,45	0,02	0,00	0,84	6,88
TE84	Zone-B	52,9	0,23	23,4	5,13	0,35	2,24	0,00	0,02	10,68	94,9	3,59	0,01	1,87	0,29	0,02	0,23	0,00	0,00	0,92	6,93
TE84	Zone-B	52,8	0,15	22,2	5,12	0,08	3,28	0,00	0,04	10,51	94,2	3,60	0,01	1,79	0,29	0,00	0,33	0,00	0,00	0,92	6,95
TE84	Zone-B	52,8	0,46	19,8	5,01	0,05	4,83	0,00	0,05	11,13	94,1	3,63	0,02	1,61	0,29	0,00	0,50	0,00	0,01	0,98	7,03
TE84	Zone-B	53,9	0,26	20,1	4,31	0,21	4,92	0,01	0,02	11,18	94,9	3,66	0,01	1,61	0,24	0,01	0,50	0,00	0,00	0,97	7,01
TE84	Zone-B	53,3	0,00	22,5	3,37	0,22	3,88	0,01	0,02	11,27	94,6	3,61	0,00	1,80	0,19	0,01	0,39	0,00	0,00	0,97	6,98
TE84	Zone-B	53,0	0,35	20,5	4,89	0,07	4,80	0,00	0,00	11,21	94,8	3,62	0,02	1,65	0,28	0,00	0,49	0,00	0,00	0,98	7,03
TE84	Zone-B	53,4	0,00	22,1	3,53	0,08	3,94	0,00	0,03	11,40	94,5	3,63	0,00	1,77	0,20	0,00	0,40	0,00	0,00	0,99	6,99
TE84	Zone-B	55,6	0,40	19,7	4,70	0,02	5,09	0,00	0,04	8,91	94,5	3,73	0,02	1,56	0,26	0,00	0,51	0,00	0,00	0,76	6,85
TE84	Zone-B	54,0	0,23	19,7	4,43	0,15	4,99	0,00	0,00	10,58	94,1	3,69	0,01	1,58	0,25	0,01	0,51	0,00	0,00	0,92	6,97
TE84	Zone-B	54,0	0,15	20,0	4,11	0,17	4,91	0,03	0,02	10,23	93,6	3,69	0,01	1,61	0,23	0,01	0,50	0,00	0,00	0,89	6,95
TE84	Zone-B	54,2	0,19	19,3	4,04	0,21	5,01	0,00	0,03	10,75	93,7	3,71	0,01	1,55	0,23	0,01	0,51	0,00	0,00	0,94	6,97
TE84	Zone-B	52,7	0,00	23,8	3,94	0,13	3,09	0,00	0,03	11,25	94,9	3,56	0,00	1,89	0,22	0,01	0,31	0,00	0,00	0,97	6,97
TE84	Zone-B	54,8	0,14	19,2	3,61	0,12	5,46	0,00	0,02	11,47	94,9	3,71	0,01	1,54	0,20	0,01	0,55	0,00	0,00	0,99	7,01
TE84	Zone-B	54,8	0,28	19,8	4,59	0,22	5,08	0,00	0,05	11,11	95,9	3,68	0,01	1,56	0,26	0,01	0,51	0,00	0,01	0,95	7,00
TE84	Zone-B	53,1	0,14	20,1	4,68	0,14	4,81	0,00	0,00	11,31	94,3	3,64	0,01	1,62	0,27	0,01	0,49	0,00	0,00	0,99	7,03
TE84	Zone-B	52,4	0,28	20,1	4,12	0,12	4,73	0,04	0,00	11,19	92,9	3,64	0,01	1,64	0,24	0,01	0,49	0,00	0,00	0,99	7,02
TE84	Zone-B	54,7	0,04	20,8	4,53	0,14	4,36	0,00	0,00	10,14	94,7	3,69	0,00	1,66	0,26	0,01	0,44	0,00	0,00	0,87	6,92
TE84	Zone-B	52,9	0,00	22,1	3,91	0,24	3,62	0,00	0,03	11,30	94,1	3,61	0,00	1,78	0,22	0,01	0,37	0,00	0,00	0,99	6,99
TE84	Zone-B	52,2	0,09	21,9	4,22	0,33	3,45	0,00	0,04	11,25	93,5	3,60	0,00	1,78	0,24	0,02	0,35	0,00	0,01	0,99	7,00
TE84	Zone-B	53,3	0,00	22,3	4,05	0,22	3,51	0,00	0,01	10,98	94,4	3,62	0,00	1,79	0,23	0,01	0,36	0,00	0,00	0,95	6,96
TE84	Zone-B	53,0	0,05	22,0	4,49	0,28	3,47	0,00	0,02	11,31	94,5	3,61	0,00	1,77	0,26	0,02	0,35	0,00	0,00	0,98	6,99
TE84	Zone-B	52,4	0,14	20,1	4,13	0,07	4,50	0,00	0,02	11,25	92,6	3,65	0,01	1,65	0,24	0,00	0,47	0,00	0,00	1,00	7,02
TE84	Zone-B	53,3	0,25	19,2	3,74	0,03	5,32	0,00	0,02	11,60	93,5	3,68	0,01	1,56	0,22	0,00	0,55	0,00	0,00	1,02	7,04
TE84	Zone-B	53,2	0,16	19,6	4,41	0,10	5,01	0,00	0,01	11,52	94,0	3,66	0,01	1,59	0,25	0,01	0,51	0,00	0,00	1,01	7,04
TE84	Zone-B	52,9	0,29	19,0	4,11	0,15	5,19	0,00	0,01	11,24	92,8	3,68	0,02	1,55	0,24	0,01	0,54	0,00	0,00	1,00	7,03

TE84	Zone-B	53,4	0,16	18,9	4,08	0,12	5,09	0,00	0,04	11,14	93,0	3,70	0,01	1,54	0,24	0,01	0,53	0,00	0,00	0,98	7,01
TE84	Zone-B	53,1	0,21	19,4	4,28	0,11	5,00	0,00	0,01	10,88	92,9	3,68	0,01	1,58	0,25	0,01	0,52	0,00	0,00	0,96	7,00
TE84	Zone-B	54,0	0,14	18,3	4,10	0,00	5,56	0,00	0,01	11,38	93,4	3,72	0,01	1,49	0,24	0,00	0,57	0,00	0,00	1,00	7,03
TE84	Zone-B	54,3	0,30	20,2	4,93	0,01	5,01	0,01	0,00	9,26	94,0	3,68	0,02	1,62	0,28	0,00	0,51	0,00	0,00	0,80	6,90
TE84	Zone-B	52,9	0,17	22,2	3,27	0,25	3,91	0,00	0,05	11,35	94,0	3,61	0,01	1,78	0,19	0,01	0,40	0,00	0,01	0,99	6,99
TE84	Zone-B	52,2	0,07	22,4	3,47	0,24	3,74	0,04	0,02	10,69	92,9	3,60	0,00	1,82	0,20	0,01	0,38	0,00	0,00	0,94	6,96
TE84	Zone-B	52,3	0,10	22,1	3,20	0,23	4,15	0,00	0,00	11,40	93,6	3,59	0,01	1,79	0,18	0,01	0,42	0,00	0,00	1,00	7,01
TE84	Zone-B	53,2	0,06	22,8	3,14	0,23	3,82	0,00	0,02	11,02	94,3	3,60	0,00	1,82	0,18	0,01	0,39	0,00	0,00	0,95	6,96
TE84	Zone-B	52,1	0,09	22,7	2,99	0,12	3,83	0,01	0,06	11,11	93,0	3,58	0,00	1,84	0,17	0,01	0,39	0,00	0,01	0,97	6,98
TE84	Zone-B	52,7	0,03	22,4	3,25	0,21	3,75	0,01	0,02	10,99	93,4	3,61	0,00	1,81	0,19	0,01	0,38	0,00	0,00	0,96	6,97
TE84	Zone-B	54,2	0,11	19,7	3,91	0,02	5,19	0,00	0,04	11,44	94,6	3,68	0,01	1,58	0,22	0,00	0,53	0,00	0,01	0,99	7,02
TE84	Zone-B	53,7	0,17	20,2	3,75	0,00	4,93	0,00	0,02	10,96	93,7	3,67	0,01	1,63	0,21	0,00	0,50	0,00	0,00	0,96	6,98
TE84	Zone-B	54,3	0,14	19,8	3,76	0,07	5,14	0,01	0,03	10,99	94,2	3,69	0,01	1,59	0,21	0,00	0,52	0,00	0,00	0,95	6,98
TE84	Zone-C	51,6	0,79	18,1	6,11	0,02	4,80	0,10	0,02	11,07	92,7	3,64	0,04	1,51	0,36	0,00	0,50	0,01	0,00	1,00	7,06
TE84	Zone-C	53,2	0,78	18,9	6,28	0,00	4,81	0,04	0,00	10,34	94,3	3,66	0,04	1,53	0,36	0,00	0,49	0,00	0,00	0,91	6,99
TE84	Zone-C	52,9	0,63	18,8	5,99	0,00	5,08	0,00	0,00	10,81	94,2	3,65	0,03	1,53	0,35	0,00	0,52	0,00	0,00	0,95	7,03
TE84	Zone-C	53,2	0,61	18,5	5,31	0,15	5,21	0,19	0,04	11,21	94,4	3,67	0,03	1,50	0,31	0,01	0,53	0,01	0,00	0,98	7,05
TE84	Zone-C	53,5	0,41	18,2	5,68	0,09	5,11	0,01	0,02	10,59	93,6	3,70	0,02	1,48	0,33	0,01	0,53	0,00	0,00	0,93	7,01
TE84	Zone-C	52,8	0,69	18,8	5,91	0,00	5,01	0,05	0,02	10,85	94,1	3,65	0,04	1,53	0,34	0,00	0,52	0,00	0,00	0,96	7,03
TE84	Zone-C	52,4	0,52	18,0	5,95	0,02	4,75	0,00	0,00	10,50	92,2	3,69	0,03	1,50	0,35	0,00	0,50	0,00	0,00	0,94	7,01
TE84	Zone-C	53,2	0,65	18,7	5,61	0,01	5,22	0,07	0,04	10,63	94,1	3,66	0,03	1,51	0,32	0,00	0,54	0,00	0,00	0,93	7,02
TE84	Zone-C	53,3	0,36	18,9	5,64	0,11	5,21	0,00	0,01	11,22	94,7	3,66	0,02	1,53	0,32	0,01	0,53	0,00	0,00	0,98	7,05
TE84	Zone-C	53,3	0,72	18,9	5,80	0,00	4,97	0,02	0,03	10,18	94,0	3,66	0,04	1,54	0,33	0,00	0,51	0,00	0,00	0,89	6,98
TE84	Zone-C	53,7	0,59	18,6	5,90	0,04	5,08	0,05	0,03	10,85	94,8	3,67	0,03	1,50	0,34	0,00	0,52	0,00	0,00	0,95	7,02
TE84	Zone-C	53,1	0,70	18,7	5,46	0,06	5,15	0,10	0,01	9,99	93,3	3,67	0,04	1,53	0,32	0,00	0,53	0,01	0,00	0,88	6,97
TE84	Zone-C	52,0	0,57	18,6	6,32	0,03	4,99	0,01	0,02	10,67	93,3	3,64	0,03	1,53	0,37	0,00	0,52	0,00	0,00	0,95	7,04
TE84	Zone-C	52,3	0,86	18,6	6,57	0,06	4,71	0,00	0,04	10,99	94,2	3,63	0,04	1,52	0,38	0,00	0,49	0,00	0,00	0,97	7,05
TE84	Zone-C	54,6	0,57	18,9	5,09	0,02	5,23	0,00	0,00	10,76	95,1	3,70	0,03	1,51	0,29	0,00	0,53	0,00	0,00	0,93	6,98
TE84	Zone-C	54,0	0,71	18,7	5,73	0,11	5,05	0,00	0,00	10,20	94,5	3,69	0,04	1,51	0,33	0,01	0,51	0,00	0,00	0,89	6,97
TE84	Zone-C	51,6	0,72	18,7	6,16	0,00	4,55	0,14	0,04	10,31	92,1	3,64	0,04	1,55	0,36	0,00	0,48	0,01	0,01	0,93	7,01
TE84	Zone-C	54,7	1,06	17,0	9,06	0,03	4,49	0,02	0,29	8,88	95,6	3,73	0,05	1,37	0,52	0,00	0,46	0,00	0,04	0,77	6,94
TE84	Zone-C	55,2	0,69	18,1	6,10	0,12	5,13	0,05	0,01	9,58	95,0	3,74	0,03	1,45	0,35	0,01	0,52	0,00	0,00	0,83	6,92
TE84	Zone-C	55,1	0,73	18,6	6,00	0,19	5,35	0,03	0,01	9,91	95,9	3,70	0,04	1,47	0,34	0,01	0,54	0,00	0,00	0,85	6,95
TE84	Zone-C	53,5	0,76	18,7	6,47	0,11	4,81	0,05	0,00	9,98	94,3	3,67	0,04	1,51	0,37	0,01	0,49	0,00	0,00	0,87	6,97
TE84	Zone-C	53,6	0,72	18,9	6,57	0,00	5,18	0,10	0,00	9,16	94,2	3,67	0,04	1,52	0,38	0,00	0,53	0,01	0,00	0,80	6,94
TE84	Zone-C	55,4	0,51	18,9	5,54	0,00	5,41	0,04	0,04	9,91	95,8	3,71	0,03	1,50	0,31	0,00	0,54	0,00	0,01	0,85	6,94
TE84	Zone-C	54,8	0,47	18,3	5,70	0,08	5,08	0,04	0,00	9,74	94,2	3,74	0,02	1,47	0,32	0,00	0,52	0,00	0,00	0,85	6,93
TE84	Zone-C	54,0	0,60	19,4	5,34	0,06	5,03	0,04	0,03	9,95	94,4	3,68	0,03	1,55	0,30	0,00	0,51	0,00	0,00	0,86	6,95
TE84	Zone-C	54,5	0,46	18,6	5,11	0,00	5,42	0,05	0,03	9,38	93,6	3,72	0,02	1,50	0,29	0,00	0,55	0,00	0,00	0,82	6,91
TE84	Zone-C	54,3	0,70	18,9	6,00	0,12	5,24	0,00	0,00	9,40	94,7	3,69	0,04	1,51	0,34	0,01	0,53	0,00	0,00	0,81	6,93
TE84	Zone-C	55,7	0,55	18,6	5,43	0,03	5,83	0,00	0,00	9,63	95,8	3,72	0,03	1,47	0,30	0,00	0,58	0,00	0,00	0,82	6,93
TE84	Zone-C	54,3	0,36	19,0	4,49	0,12	5,39	0,00	0,01	10,02	93,7	3,71	0,02	1,53	0,26	0,01	0,55	0,00	0,00	0,87	6,94
TE84	Zone-C	54,1	0,55	18,5	6,51	0,12	4,68	0,08	0,03	9,24	93,7	3,71	0,03	1,49	0,37	0,01	0,48	0,01	0,00	0,81	6,92
TE86	Transect1	52,4	0,25	21,3	5,28	0,08	3,83	0,06	0,06	9,02	92,3	3,63	0,01	1,74	0,31	0,00	0,39	0,00	0,01	0,80	6,89
TE86	Transect10	51,9	0,07	21,8	4,82	0,07	3,62	0,00	0,02	11,00	93,3	3,59	0,00	1,78	0,28	0,00	0,37	0,00	0,00	0,97	7,00
TE86	Transect11	52,8	0,08	22,5	3,85	0,13	3,70	0,00	0,03	11,22	94,3	3,60	0,00	1,80	0,22	0,01	0,38	0,00	0,00	0,98	6,99
TE86	Transect12	53,3	0,00	23,1	3,27	0,08	3,63	0,00	0,00	11,08	94,4	3,60	0,00	1,84	0,18	0,00	0,37	0,00	0,00	0,96	6,96
TE86	Transect13	52,5	0,00	22,3	3,58	0,16	3,83	0,00	0,01	11,05	93,4	3,60	0,00	1,80	0,21	0,01	0,39	0,00	0,00	0,97	6,98
TE86	Transect14	53,2	0,08	22,5	3,43	0,31	3,76	0,00	0,02	11,30	94,6	3,60	0,00	1,80	0,19	0,02	0,38	0,00	0,00	0,98	6,98
TE86	Transect15	52,7	0,00	22,5	3,16	0,01	3,81	0,00	0,00	11,23	93,4	3,61	0,00	1,81	0,18	0,00	0,39	0,00	0,00	0,98	6,97
TE86	Transect16	53,0	0,11	22,6	3,56	0,17	3,78	0,00	0,01	11,43	94,7	3,60	0,01	1,81	0,20	0,01	0,38	0,00	0,00	0,99	6,99
TE86	Transect17	52,6	0,00	21,4	3,68	0,07	3,54	0,00	0,00	11,94	93,3	3,64	0,00	1,75	0,21	0,00	0,36	0,00	0,00	1,05	7,02
TE86	Transect18	52,7	0,00	20,7	4,87	0,08	4,06	0,00	0,07	10,89	93,3	3,64	0,00	1,68	0,28	0,00	0,42	0,00	0,01	0,96	7,00
TE86	Transect19	51,3	0,09	21,2	5,24	0,10	3,96	0,01	0,02	10,82	92,7	3,58	0,00	1,74	0,31	0,01	0,41	0,00	0,00	0,96	7,02
TE86	Transect2	53,0	0,18	21,3	5,15	0,10	3,76	0,00	0,02	10,96	94,5	3,62	0,01	1,71	0,29	0,01	0,38	0,00	0,00	0,96	6,99
TE86	Transect20	52,1	0,05	20,9	5,22	0,20	4,08	0,00	0,05	11,03	93,6	3,61	0,00	1,70	0,30	0,01	0,42	0,00	0,01	0,97	7,03
TE86	Transect21	51,6	0,14	20,5	4,88	0,00	3,83	0,00	0,04	11,08	92,1	3,62	0,01	1,70	0,29	0,00	0,40	0,00	0,01	0,99	7,02
TE86	Transect22	52,1	0,00	20,9	5,15	0,16	3,85	0,03	0,03	11,31	93,5	3,61	0,00	1,71	0,30	0,01	0,40	0,00	0,00	1,00	7,03
TE86	Transect23	51,4	0,08	20,8	5,15	0,04	3,84	0,00	0,01	10,90	92,2	3,61	0,00	1,72	0,30	0,00	0,40	0,00	0,00	0,98	7,02
TE86	Transect24	52,0	0,03	21,4	4,59	0,14	3,86	0,00	0,07	11,09	93,2	3,60	0,00	1,75	0,27	0,01	0,40	0,00	0,01	0,98	7,02
TE86	Transect25	51,5	0,04	20,6	5,37	0,00	3,76	0,00	0,02	11,10	92,4	3,61	0,00	1,71	0,32	0,00	0,39	0,00	0,00	0,99	7,03
TE86	Transect26	51,4	0,10	20,6	6,05	0,23	3,83	0,03	0,00	11,06	93,2	3,59	0,00	1,69	0,35	0,01	0,40	0,00	0,00	0,99	7,05
TE86	Transect27	51,1	0,06	20,7	5,56	0,26	3,70	0,00	0,05	11,12	92,6	3,60	0,00	1,71	0,33	0,02	0,39	0,00	0,01	1,00	7,05
TE86	Transect28	51,9	0,05	21,2	5,30	0,01	3,78	0,00	0,05	11,09	93,4	3,60	0,00	1,74	0,31	0,00	0,39	0,00	0,01	0,98	7,02
TE86	Transect29	51,6	0,01	21,8	5,18	0,03	3,79	0,00	0,03	10,67	93,1	3,58	0,00	1,78	0,30	0,00	0,39	0,00	0,00	0,94	7,00
TE86	Transect3	51,7	0,16	21,3	5,14	0,22	3,74	0,00	0,05	10,91	93,2	3,59	0,01	1,74	0,30	0,01	0,39	0,00	0,01	0,97	7,01
TE86	Transect30	52,0	0,02	22,5	3,56	0,07	3,55	0,00	0,01	10,96	92,7	3,60	0,00	1,83	0,21	0,00	0,37	0,00	0,00	0,97	6,97
TE86	Transect31	51,5	0,01	22,5	3,71	0,05	3,51	0,00	0,05	11,51	92,9	3,57	0,00	1,84	0,22	0,00	0,36	0,00	0,01	1,02	7,02
TE86	Transect32	52,0	0,06	22,6	3,57	0,11	3,70	0,00	0,04	11,03	93,1	3,58	0,00	1,83	0,21	0,01	0,38	0,00	0,01	0,97	6,98
TE86	Transect33	52,0	0,05	22,4	3,66	0,06	3,83	0,04	0,01	11,26	93,4	3,58	0,00	1,82	0,21	0,00	0,39	0,00	0,00	0,99	7,00
TE86	Transect34	52,0	0,00	22,9	2,74	0,16	3,81	0,00	0,03	11,39	93,1	3,58	0,00	1,86	0,16	0,01	0,39	0,00	0,00	1,00	6,99
TE86	Transect35	52,0	0,01	22,8	2,69	0,12	3,90	0,00	0,06	11,22	92,8	3,58	0,00	1,85	0,15	0,01	0,40	0,00	0,01	0,99	6,99
TE86	Transect36	51,3	0,06	22,3	4,59	0,26	3,74	0,00	0,08	11,02	93,4	3,55	0,00	1,82	0,27	0,01	0,39	0,00	0,01	0,97	7,03
TE86	Transect37	51,2	0,09	21,2	5,27	0,16	3,67	0,08	0,02	10,47	92,1	3,59	0,00	1,75	0,31	0,01	0,38	0,01	0,00	0,94	7,00
TE86	Transect38	51,3	0,15	21,2	5,33	0,20	3,71	0,04	0,00	10,16	92,1	3,60	0,01	1,75	0,31	0,01	0,39	0,00	0,00	0,91	6,98
TE86	Transect4	52,6	0,19	21,1	5,19	0,13	3,87	0,02	0,02	11,29	94,3	3,61	0,01	1,71	0,30	0,01	0,40	0,00	0,00	0,99	7,02
TE86	Transect5	52,7	0,00	21,1	5,49	0,23	3,90	0,00	0,06	10,82	94,3	3,62	0,00	1,71	0,32	0,01	0,40	0,00	0,01	0,95	7,01
TE86	Transect6	52,9	0,01	21,3	5,31	0,22	4,04	0,00	0,04	11,18	94,9	3,61	0,00	1,71	0,30	0,01	0,41	0,00	0,01	0,97	7,03
TE86	Transect7	52,6	0,08	21,3	5,09	0,04	3,87	0,00	0,07	11,15	94,1	3,61	0,00	1,72	0,29	0,00	0,40	0,00	0,01	0,98	7,02
TE86	Transect8	51,6	0,08	20,4	6,48	0,06	3,86	0,00	0,03	10,91	93,4	3,60	0,00	1,68	0,38	0,00	0,40	0,00	0,00	0,97	7,04

TE86	Transect9	52,1	0,09	20,6	5,61	0,03	3,82	0,00	0,05	11,15	93,5	3,62	0,00	1,69	0,33	0,00	0,40	0,00	0,01	0,99	7,03
TE86		53,4	0,20	22,1	5,57	0,21	3,89	0,01	0,00	9,21	94,6	3,61	0,01	1,76	0,31	0,01	0,39	0,00	0,00	0,79	6,90
TE86		52,9	0,02	22,4	4,96	0,09	3,63	0,00	0,02	11,42	95,4	3,58	0,00	1,79	0,28	0,00	0,37	0,00	0,00	0,99	7,02
TE86		53,1	0,15	21,4	5,12	0,00	3,73	0,00	0,05	10,42	94,0	3,63	0,01	1,73	0,29	0,00	0,38	0,00	0,01	0,91	6,96
TE86		52,9	0,00	22,0	4,83	0,10	3,75	0,03	0,03	10,96	94,7	3,60	0,00	1,77	0,27	0,01	0,38	0,00	0,00	0,95	6,99
TE86		53,2	0,03	22,4	4,97	0,07	3,76	0,00	0,00	10,84	95,2	3,59	0,00	1,78	0,28	0,00	0,38	0,00	0,00	0,93	6,98
TE86		52,8	0,00	22,3	4,60	0,16	3,72	0,02	0,05	11,05	94,7	3,59	0,00	1,79	0,26	0,01	0,38	0,00	0,01	0,96	7,00
TE86		52,5	0,13	23,0	4,74	0,17	3,73	0,00	0,06	10,82	95,2	3,56	0,01	1,83	0,27	0,01	0,38	0,00	0,01	0,93	6,99
TE86		52,4	0,00	22,3	4,70	0,00	3,88	0,01	0,07	10,52	93,9	3,59	0,00	1,80	0,27	0,00	0,40	0,00	0,01	0,92	6,98
TE86		53,0	0,17	22,1	5,26	0,31	3,83	0,00	0,05	10,54	95,3	3,59	0,01	1,76	0,30	0,02	0,39	0,00	0,01	0,91	6,98
TE86		51,6	0,10	22,0	5,62	0,13	3,68	0,00	0,04	10,65	93,9	3,56	0,01	1,79	0,32	0,01	0,38	0,00	0,00	0,94	7,01
TE86		52,7	0,11	22,0	5,51	0,18	3,69	0,00	0,02	10,69	95,0	3,59	0,01	1,77	0,31	0,01	0,37	0,00	0,00	0,93	6,99
TE86		51,8	0,18	21,9	5,03	0,25	3,71	0,07	0,07	11,06	94,0	3,57	0,01	1,78	0,29	0,01	0,38	0,01	0,01	0,97	7,03
TE86		52,7	0,12	22,4	5,38	0,27	3,62	0,00	0,06	11,13	95,7	3,57	0,01	1,79	0,30	0,02	0,37	0,00	0,01	0,96	7,02
TE86		52,8	0,11	22,6	4,58	0,15	3,61	0,00	0,05	11,35	95,3	3,58	0,01	1,81	0,26	0,01	0,36	0,00	0,01	0,98	7,01
TE86		52,6	0,18	21,5	5,63	0,18	3,82	0,00	0,04	11,30	95,3	3,59	0,01	1,73	0,32	0,01	0,39	0,00	0,00	0,98	7,03
TE86		52,7	0,12	21,0	5,74	0,13	3,75	0,01	0,04	9,04	92,6	3,64	0,01	1,71	0,33	0,01	0,39	0,00	0,01	0,80	6,89
TE86		52,4	0,03	21,3	4,94	0,07	3,90	0,00	0,05	10,98	93,7	3,61	0,00	1,73	0,28	0,00	0,40	0,00	0,01	0,97	7,01
TE86		52,3	0,14	20,9	4,49	0,02	3,93	0,02	0,08	10,61	92,4	3,64	0,01	1,71	0,26	0,00	0,41	0,00	0,01	0,94	6,98
TE86		52,4	0,00	21,0	4,64	0,29	3,91	0,00	0,09	11,05	93,4	3,63	0,00	1,71	0,27	0,02	0,40	0,00	0,01	0,97	7,01
TE86		52,6	0,05	21,6	4,69	0,15	3,99	0,00	0,07	10,92	94,1	3,60	0,00	1,75	0,27	0,01	0,41	0,00	0,01	0,95	7,00
TE86		52,2	0,05	21,4	4,27	0,01	3,80	0,00	0,02	10,85	92,6	3,62	0,00	1,75	0,25	0,00	0,39	0,00	0,00	0,96	6,98
TE86		51,7	0,06	21,6	5,28	0,07	3,86	0,00	0,04	11,27	93,9	3,58	0,00	1,76	0,31	0,00	0,40	0,00	0,00	0,99	7,04
TE86		52,1	0,03	21,0	5,94	0,00	3,86	0,00	0,00	10,97	93,9	3,60	0,00	1,71	0,34	0,00	0,40	0,00	0,00	0,97	7,02
TE86		51,7	0,02	20,3	5,72	0,19	3,86	0,00	0,05	11,08	93,0	3,62	0,00	1,68	0,33	0,01	0,40	0,00	0,01	0,99	7,04
TE86		51,4	0,07	22,8	4,60	0,19	3,68	0,00	0,07	11,16	94,0	3,53	0,00	1,85	0,26	0,01	0,38	0,00	0,01	0,98	7,03
TE86		53,3	0,00	22,1	4,05	0,23	3,57	0,00	0,03	11,21	94,4	3,63	0,00	1,77	0,23	0,01	0,36	0,00	0,00	0,97	6,98
TE86		52,8	0,00	22,7	3,57	0,00	3,72	0,00	0,00	11,04	93,8	3,60	0,00	1,82	0,20	0,00	0,38	0,00	0,00	0,96	6,97
TE86		52,7	0,02	22,5	3,70	0,12	3,69	0,00	0,02	11,12	93,8	3,60	0,00	1,81	0,21	0,01	0,38	0,00	0,00	0,97	6,98
TE86		52,6	0,00	22,8	3,31	0,00	3,74	0,00	0,00	11,42	93,9	3,59	0,00	1,84	0,19	0,00	0,38	0,00	0,00	0,99	6,99
TE86		53,0	0,04	21,1	4,43	0,14	3,55	0,00	0,03	11,04	93,4	3,65	0,00	1,72	0,26	0,01	0,36	0,00	0,00	0,97	6,97
TE86		52,3	0,11	23,3	3,14	0,10	3,65	0,00	0,04	11,21	93,8	3,57	0,01	1,87	0,18	0,01	0,37	0,00	0,01	0,98	6,98
TE86		52,5	0,05	21,5	4,74	0,05	3,85	0,00	0,05	10,88	93,7	3,61	0,00	1,75	0,27	0,00	0,39	0,00	0,01	0,95	6,99
TE86		51,9	0,03	20,9	5,15	0,10	3,96	0,00	0,05	10,64	92,8	3,61	0,00	1,72	0,30	0,01	0,41	0,00	0,01	0,95	7,00
TE86		52,8	0,07	21,2	5,52	0,16	4,01	0,00	0,02	10,86	94,6	3,61	0,00	1,71	0,32	0,01	0,41	0,00	0,00	0,95	7,01

5.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

5.2.1 Datations en step-heating

Les données sont triées par numéro d'analyse sous la forme Nxx.MS2 (numéro d'analyse XX sur le spectromètre n°2), une analyse correspondant à un agrégat de phengite. Le numéro d'échantillon est indiqué directement à droite. Pour un échantillon, les différentes lignes représentent les différents paliers de chauffage. L'âge apparent de chaque palier est lu à la fin de la ligne. La dernière ligne représente l'âge de fusion totale.

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N12.MS2	**TE38C**	(Date first run: 11-08-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1280E-02 ± .5314E-05		**mass (µg) = 188,00**	
# 1	1,604E-04	3,755E-03 ± 4,195E-04	-1,567E-02 ± 1,519E-02	5,255E-04 ± 3,336E-04	92,74	14,17 ± 0,14	32,42 ± 0,32
# 2	1,817E-04	3,903E-03 ± 4,189E-04	-5,886E-03 ± 1,270E-02	7,888E-04 ± 3,912E-04	92,67	14,58 ± 0,13	33,37 ± 0,30
# 3	1,327E-04	4,066E-03 ± 6,807E-04	3,603E-02 ± 1,622E-02	1,124E-03 ± 5,027E-04	92,58	15,00 ± 0,21	34,32 ± 0,47
# 4	1,230E-04	4,405E-03 ± 7,506E-04	2,067E-03 ± 1,596E-02	-1,348E-03 ± 6,010E-04	92,11	15,19 ± 0,23	34,74 ± 0,53
# 5	3,652E-04	4,860E-03 ± 3,023E-04	6,398E-03 ± 7,117E-03	6,822E-05 ± 2,724E-04	91,60	15,67 ± 0,09	35,83 ± 0,21
# 6	3,345E-04	5,604E-03 ± 3,728E-04	-6,454E-03 ± 7,525E-03	9,664E-04 ± 2,995E-04	90,33	15,46 ± 0,12	35,35 ± 0,26
# 7	5,707E-04	4,022E-03 ± 2,588E-04	1,223E-02 ± 3,436E-03	7,206E-04 ± 2,632E-04	93,08	15,98 ± 0,09	36,53 ± 0,20
# 8	2,811E-04	3,733E-03 ± 6,367E-04	2,013E-02 ± 7,565E-03	5,096E-04 ± 5,658E-04	93,47	15,79 ± 0,19	36,09 ± 0,44
# 9	3,828E-04	1,919E-03 ± 4,467E-04	2,806E-03 ± 6,582E-03	8,055E-04 ± 3,407E-04	96,66	16,40 ± 0,14	37,48 ± 0,31
# 10	2,399E-04	1,377E-03 ± 6,979E-04	1,078E-02 ± 1,015E-02	2,281E-04 ± 5,109E-04	97,59	16,50 ± 0,21	37,71 ± 0,48
# 11	7,694E-05	-5,544E-04 ± 1,976E-03	-4,568E-03 ± 3,151E-02	1,247E-03 ± 1,090E-03	101,00	16,95 ± 0,59	38,72 ± 1,34
# 12	8,860E-05	5,413E-03 ± 1,611E-03	2,611E-02 ± 2,569E-02	-3,953E-04 ± 1,001E-03	90,65	15,50 ± 0,48	35,44 ± 1,09
Total	2,938E-03	3,707E-03 ± 1,558E-04	6,772E-03 ± 2,735E-03	5,235E-04 ± 1,239E-04	93,48	15,71 ± 0,05	35,92 ± 0,18

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N14.MS2	**TE86A**	(Date first run: 11-15-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1244E-02 ± .5022E-05		**mass (µg) = 292,00**	
# 1	8,955E-05	3,485E-03 ± 2,210E-03	-3,631E-02 ± 2,261E-02	1,105E-03 ± 1,791E-03	92,04	11,90 ± 0,66	26,51 ± 1,45
# 2	1,846E-04	8,555E-03 ± 1,087E-03	5,887E-04 ± 1,219E-02	1,307E-03 ± 8,848E-04	80,36	10,35 ± 0,32	23,07 ± 0,72
# 3	4,074E-04	1,082E-02 ± 5,065E-04	3,073E-03 ± 5,414E-03	8,622E-04 ± 4,714E-04	76,52	10,42 ± 0,15	23,23 ± 0,34
# 4	2,980E-04	1,303E-02 ± 6,688E-04	4,394E-04 ± 7,088E-03	1,594E-03 ± 5,662E-04	71,46	9,64 ± 0,20	21,51 ± 0,45
# 5	6,504E-04	8,306E-03 ± 3,124E-04	1,434E-02 ± 3,671E-03	1,254E-03 ± 3,282E-04	81,82	11,04 ± 0,09	24,61 ± 0,21
# 6	4,171E-04	1,038E-02 ± 4,994E-04	1,361E-03 ± 5,129E-03	1,372E-03 ± 4,374E-04	76,81	10,16 ± 0,15	22,67 ± 0,33
# 7	3,592E-04	1,224E-02 ± 5,705E-04	1,864E-02 ± 5,834E-03	1,681E-03 ± 5,089E-04	72,63	9,60 ± 0,17	21,40 ± 0,38
# 8	3,238E-04	9,254E-03 ± 6,272E-04	5,777E-03 ± 6,962E-03	2,041E-03 ± 5,447E-04	79,07	10,33 ± 0,19	23,03 ± 0,42
# 9	3,231E-04	3,466E-03 ± 6,269E-04	-4,317E-03 ± 7,686E-03	6,029E-04 ± 6,018E-04	92,26	12,20 ± 0,19	27,18 ± 0,41
# 10	3,287E-04	6,322E-04 ± 6,192E-04	2,489E-05 ± 6,845E-03	1,462E-04 ± 5,473E-04	98,57	12,91 ± 0,19	28,73 ± 0,41
# 11	2,576E-04	-8,890E-04 ± 7,759E-04	5,174E-03 ± 8,534E-03	-7,509E-04 ± 7,762E-04	102,00	13,47 ± 0,23	29,97 ± 0,51
# 12	1,662E-04	-7,547E-04 ± 1,217E-03	3,632E-03 ± 1,377E-02	-1,248E-03 ± 9,912E-04	101,60	13,78 ± 0,36	30,65 ± 0,80
# 13	1,006E-04	1,524E-03 ± 2,023E-03	6,270E-02 ± 2,270E-02	2,052E-04 ± 1,603E-03	97,41	16,93 ± 0,60	37,59 ± 1,33
Total	3,906E-03	7,279E-03 ± 1,871E-04	6,031E-03 ± 2,060E-03	9,425E-04 ± 1,668E-04	83,95	11,25 ± 0,06	25,07 ± 0,16

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N15.MS2	**TE61x**	(Date first run: 11-15-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1262E-02 ± .5165E-05		**mass (µg) = 288,00**	
# 1	1,204E-04	7,562E-03 ± 3,296E-03	-3,088E-02 ± 2,556E-02	1,174E-03 ± 1,480E-03	84,25	11,95 ± 0,98	26,99 ± 2,19
# 2	9,690E-05	9,582E-03 ± 4,096E-03	-3,366E-02 ± 3,349E-02	2,324E-03 ± 1,789E-03	78,59	10,39 ± 1,21	23,50 ± 2,72
# 3	3,343E-04	7,551E-03 ± 1,187E-03	1,465E-02 ± 9,285E-03	1,715E-03 ± 5,926E-04	84,22	11,91 ± 0,35	26,90 ± 0,79
# 4	5,821E-04	7,157E-03 ± 6,818E-04	3,252E-03 ± 6,003E-03	9,037E-04 ± 3,743E-04	85,69	12,67 ± 0,20	28,60 ± 0,46
# 5	4,773E-04	8,898E-03 ± 8,393E-04	-3,706E-03 ± 6,919E-03	1,483E-03 ± 4,266E-04	82,03	12,00 ± 0,25	27,11 ± 0,56
# 6	4,977E-04	8,583E-03 ± 8,017E-04	1,215E-03 ± 6,396E-03	1,185E-03 ± 3,894E-04	82,88	12,28 ± 0,24	27,73 ± 0,54
# 7	4,526E-04	6,505E-03 ± 8,866E-04	1,601E-04 ± 7,534E-03	8,166E-04 ± 4,552E-04	87,17	13,06 ± 0,26	29,49 ± 0,59
# 8	2,512E-04	1,550E-03 ± 1,594E-03	-9,137E-03 ± 1,384E-02	5,418E-04 ± 7,727E-04	96,94	14,50 ± 0,47	32,70 ± 1,06
# 9	3,206E-04	2,570E-04 ± 1,241E-03	-1,003E-02 ± 9,671E-03	7,023E-04 ± 5,745E-04	99,50	15,07 ± 0,37	33,97 ± 0,82
# 10	2,994E-04	4,517E-04 ± 1,326E-03	-2,704E-04 ± 1,099E-02	-1,098E-04 ± 5,873E-04	99,12	15,02 ± 0,39	33,87 ± 0,88
# 11	2,695E-04	1,405E-03 ± 1,472E-03	1,814E-03 ± 1,256E-02	8,031E-04 ± 6,587E-04	97,30	14,96 ± 0,44	33,73 ± 0,97
# 12	8,299E-05	-1,755E-03 ± 4,806E-03	-2,243E-02 ± 3,726E-02	-2,991E-04 ± 2,147E-03	103,40	15,96 ± 1,42	35,97 ± 3,17
Total	3,785E-03	5,504E-03 ± 3,645E-04	-2,179E-03 ± 2,990E-03	9,650E-04 ± 1,744E-04	89,01	13,18 ± 0,11	29,75 ± 0,27

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N17.MS2	**TE59B**	(Date first run: 11-15-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1263E-02 ± .5179E-05			**mass (µg) = 416,00**	
# 1	3,123E-04	1,062E-02 ± 5,417E-03	6,839E-03 ± 1,409E-02	1,087E-03 ± 2,053E-03	83,55	15,95 ± 1,60	35,99 ± 3,58
# 2	2,015E-04	1,542E-02 ± 8,396E-03	-3,629E-03 ± 2,238E-02	1,588E-03 ± 3,182E-03	75,96	14,40 ± 2,48	32,52 ± 5,56
# 3	1,852E-04	1,487E-02 ± 9,138E-03	9,299E-03 ± 2,345E-02	1,526E-03 ± 3,444E-03	76,86	14,59 ± 2,70	32,95 ± 6,05
# 4	2,963E-04	1,799E-02 ± 5,714E-03	6,674E-03 ± 1,442E-02	1,999E-03 ± 2,167E-03	72,98	14,36 ± 1,69	32,43 ± 3,78
# 5	3,069E-04	2,110E-02 ± 5,519E-03	2,379E-02 ± 1,404E-02	2,570E-03 ± 2,109E-03	68,14	13,33 ± 1,63	30,14 ± 3,66
# 6	4,094E-04	2,131E-02 ± 4,140E-03	2,371E-02 ± 1,089E-02	2,379E-03 ± 1,580E-03	68,11	13,45 ± 1,23	30,39 ± 2,74
# 7	5,762E-04	1,770E-02 ± 2,939E-03	2,096E-02 ± 7,787E-03	2,021E-03 ± 1,138E-03	74,18	15,02 ± 0,87	33,92 ± 1,95
# 8	5,014E-04	1,528E-02 ± 3,378E-03	2,509E-02 ± 8,775E-03	2,330E-03 ± 1,299E-03	77,52	15,58 ± 1,00	35,16 ± 2,24
# 9	3,816E-04	1,797E-02 ± 4,437E-03	8,340E-03 ± 1,215E-02	2,215E-03 ± 1,702E-03	73,32	14,60 ± 1,31	32,96 ± 2,94
# 10	2,830E-04	3,214E-02 ± 5,981E-03	2,429E-02 ± 1,599E-02	3,983E-03 ± 2,308E-03	51,87	10,24 ± 1,77	23,18 ± 3,98
# 11	3,707E-04	3,087E-02 ± 4,568E-03	3,136E-02 ± 1,177E-02	3,516E-03 ± 1,734E-03	53,68	10,57 ± 1,35	23,94 ± 3,04
# 12	4,964E-04	1,121E-04 ± 3,411E-03	-7,212E-03 ± 9,051E-03	3,724E-04 ± 1,299E-03	99,84	20,28 ± 1,01	45,64 ± 2,25
# 13	2,999E-04	8,256E-04 ± 5,644E-03	-1,487E-04 ± 1,446E-02	3,568E-04 ± 2,135E-03	98,79	19,93 ± 1,67	44,87 ± 3,72
# 14	1,789E-04	3,691E-03 ± 9,453E-03	-2,558E-02 ± 2,698E-02	9,833E-04 ± 3,578E-03	94,51	18,76 ± 2,80	42,26 ± 6,23
# 15	1,105E-04	7,426E-03 ± 1,531E-02	-1,963E-02 ± 3,985E-02	1,837E-03 ± 5,786E-03	88,34	16,63 ± 4,53	37,51 ± 10,11
# 16	7,721E-05	5,393E-03 ± 2,191E-02	5,796E-02 ± 5,927E-02	1,451E-03 ± 8,251E-03	91,87	18,01 ± 6,48	40,59 ± 14,44
# 17	3,174E-04	2,767E-04 ± 5,331E-03	7,433E-03 ± 1,367E-02	8,979E-04 ± 2,023E-03	99,69	26,24 ± 1,58	58,83 ± 3,48
Total	5,305E-03	1,456E-02 ± 1,316E-03	1,224E-02 ± 3,462E-03	1,880E-03 ± 5,008E-04	78,68	15,88 ± 0,39	35,84 ± 0,88

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N18.MS2	**TE59A**	(Date first run: 11-22-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1265E-02 ± .5196E-05			**mass (µg) = 518,00**	
# 1	3,865E-04	3,483E-02 ± 7,929E-04	2,359E-02 ± 1,170E-02	3,974E-03 ± 6,411E-04	36,86	6,01 ± 0,24	13,67 ± 0,54
# 2	2,118E-04	1,754E-02 ± 2,316E-03	1,243E-02 ± 2,897E-02	3,138E-03 ± 1,833E-03	72,87	13,92 ± 0,69	31,50 ± 1,54
# 3	3,527E-04	2,500E-02 ± 1,481E-03	-5,344E-03 ± 1,946E-02	3,000E-03 ± 1,204E-03	62,67	12,40 ± 0,44	28,09 ± 0,99
# 4	3,491E-04	2,543E-02 ± 1,862E-03	1,180E-02 ± 2,015E-02	3,143E-03 ± 1,511E-03	63,60	13,13 ± 0,55	29,74 ± 1,24
# 5	2,191E-04	2,256E-02 ± 3,329E-03	-1,959E-02 ± 3,477E-02	2,509E-03 ± 2,640E-03	67,24	13,68 ± 0,99	30,97 ± 2,21
# 6	5,346E-04	1,377E-03 ± 2,482E-04	3,271E-03 ± 7,916E-03	8,182E-05 ± 2,631E-04	98,10	20,96 ± 0,08	47,23 ± 0,19
# 7	3,835E-04	2,589E-03 ± 4,480E-04	3,523E-03 ± 1,161E-02	4,697E-04 ± 4,018E-04	96,37	20,30 ± 0,15	45,75 ± 0,33
# 8	3,232E-04	2,268E-03 ± 9,549E-04	7,692E-03 ± 1,357E-02	4,363E-04 ± 5,332E-04	96,83	20,45 ± 0,29	46,09 ± 0,64
# 9	4,622E-04	1,746E-03 ± 6,714E-04	-4,421E-03 ± 9,405E-03	1,658E-04 ± 4,123E-04	97,54	20,48 ± 0,20	46,16 ± 0,45
# 10	2,142E-04	1,620E-03 ± 1,442E-03	1,698E-02 ± 2,028E-02	3,196E-04 ± 7,758E-04	97,68	20,18 ± 0,43	45,48 ± 0,96
# 11	2,649E-04	1,241E-03 ± 1,164E-03	2,878E-03 ± 1,595E-02	2,925E-04 ± 6,991E-04	98,22	20,27 ± 0,35	45,69 ± 0,77
# 12	3,554E-04	4,192E-03 ± 8,771E-04	-5,015E-03 ± 1,226E-02	1,193E-03 ± 5,648E-04	93,95	19,25 ± 0,26	43,42 ± 0,59
# 13	2,704E-04	3,715E-03 ± 1,146E-03	8,706E-03 ± 1,615E-02	-2,112E-04 ± 6,547E-04	94,64	19,40 ± 0,35	43,76 ± 0,77
# 14	4,914E-04	4,693E-04 ± 6,276E-04	2,932E-04 ± 8,702E-03	-2,021E-05 ± 3,714E-04	99,33	20,64 ± 0,19	46,52 ± 0,43
# 15	4,730E-04	1,710E-03 ± 6,567E-04	3,895E-03 ± 9,435E-03	8,668E-04 ± 4,031E-04	97,55	20,13 ± 0,20	45,39 ± 0,45
# 16	3,536E-04	2,582E-03 ± 8,739E-04	-3,626E-03 ± 1,275E-02	3,861E-04 ± 5,338E-04	96,26	19,64 ± 0,26	44,29 ± 0,59
# 17	3,504E-04	-9,176E-04 ± 8,797E-04	1,402E-02 ± 1,285E-02	-3,809E-04 ± 5,027E-04	101,30	20,62 ± 0,27	46,48 ± 0,59
# 18	2,683E-04	6,145E-03 ± 1,157E-03	1,140E-02 ± 1,602E-02	6,961E-04 ± 6,645E-04	90,91	18,15 ± 0,35	40,97 ± 0,78
# 19	3,050E-04	2,151E-04 ± 5,627E-04	1,224E-02 ± 1,561E-02	5,184E-04 ± 4,294E-04	99,68	19,76 ± 0,17	44,56 ± 0,39
# 20	1,452E-04	-1,588E-02 ± 1,940E-03	-5,242E-02 ± 3,580E-02	-7,749E-04 ± 1,398E-03	123,80	24,40 ± 0,58	54,86 ± 1,29
# 21	7,893E-05	7,184E-04 ± 2,025E-03	4,499E-02 ± 5,375E-02	-3,175E-05 ± 1,659E-03	98,92	19,38 ± 0,61	43,72 ± 1,35
# 22	3,985E-05	-2,493E-03 ± 4,071E-03	-6,078E-03 ± 1,235E-01	-3,066E-04 ± 2,982E-03	103,80	20,27 ± 1,22	45,69 ± 2,72
# 23	3,658E-04	1,973E-03 ± 4,155E-04	1,090E-02 ± 1,245E-02	1,132E-05 ± 3,669E-04	97,38	21,65 ± 0,14	48,77 ± 0,31
Total	7,199E-03	6,664E-03 ± 2,342E-04	4,208E-03 ± 3,326E-03	9,008E-04 ± 1,715E-04	90,34	18,42 ± 0,07	41,57 ± 0,23

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N19.MS2	**TE38C**	(Date first run: 11-24-2016; irradiation length: 5.00 hours)	J = .1280E-02 ± .5314E-05			**mass (µg) = 472,00**	
# 1	3,077E-04	2,317E-03 ± 3,509E-04	1,385E-02 ± 1,073E-02	3,485E-04 ± 3,517E-04	95,39	14,17 ± 0,11	32,43 ± 0,25
# 2	2,219E-04	8,201E-04 ± 4,852E-04	-1,716E-02 ± 1,481E-02	5,960E-05 ± 4,441E-04	98,46	15,47 ± 0,15	35,37 ± 0,35
# 3	2,275E-04	6,843E-04 ± 4,609E-04	-9,339E-03 ± 1,431E-02	-2,631E-04 ± 4,384E-04	98,74	15,88 ± 0,14	36,30 ± 0,33
# 4	3,903E-04	9,197E-04 ± 2,898E-04	8,830E-03 ± 8,375E-03	-6,262E-04 ± 2,962E-04	98,36	16,32 ± 0,13	37,29 ± 0,30
# 5	3,968E-04	1,321E-03 ± 2,767E-04	-1,026E-02 ± 7,422E-03	2,439E-04 ± 3,134E-04	97,70	16,55 ± 0,10	37,81 ± 0,22
# 6	6,112E-04	7,141E-04 ± 2,138E-04	6,020E-03 ± 6,716E-03	1,599E-04 ± 2,427E-04	98,78	17,11 ± 0,07	39,08 ± 0,16
# 7	4,959E-04	9,760E-04 ± 2,565E-04	-6,284E-03 ± 8,253E-03	2,724E-04 ± 3,634E-04	98,33	17,01 ± 0,09	38,85 ± 0,19
# 8	4,373E-04	1,189E-03 ± 2,973E-04	-1,036E-02 ± 9,129E-03	-4,005E-04 ± 3,191E-04	97,97	16,93 ± 0,10	38,67 ± 0,22
# 9	3,651E-04	8,013E-04 ± 3,623E-04	7,525E-03 ± 1,168E-02	-8,819E-05 ± 3,291E-04	98,63	17,01 ± 0,12	38,85 ± 0,27
# 10	3,666E-04	1,266E-03 ± 3,568E-04	-7,267E-03 ± 1,107E-02	-1,637E-04 ± 3,359E-04	97,83	16,82 ± 0,12	38,43 ± 0,27
# 11	3,603E-04	5,127E-04 ± 3,512E-04	1,928E-03 ± 1,113E-02	2,945E-04 ± 3,294E-04	99,11	16,92 ± 0,13	38,65 ± 0,29
# 12	4,345E-04	7,135E-04 ± 2,970E-04	1,338E-03 ± 9,543E-03	2,174E-04 ± 3,594E-04	98,76	16,86 ± 0,09	38,52 ± 0,21
# 13	5,912E-04	1,068E-03 ± 2,184E-04	3,276E-04 ± 7,262E-03	3,086E-04 ± 3,058E-04	98,17	16,90 ± 0,07	38,62 ± 0,17
# 14	1,613E-04	1,139E-03 ± 7,829E-04	4,092E-03 ± 2,507E-02	7,944E-04 ± 7,273E-04	98,02	16,64 ± 0,24	38,02 ± 0,54
# 15	2,120E-04	2,941E-03 ± 6,134E-04	1,541E-02 ± 2,050E-02	3,575E-04 ± 5,318E-04	94,83	15,95 ± 0,19	36,47 ± 0,42
# 16	2,173E-04	5,135E-03 ± 6,119E-04	8,251E-03 ± 2,108E-02	1,390E-03 ± 5,866E-04	91,00	15,35 ± 0,19	35,11 ± 0,43
# 17	2,216E-04	5,265E-03 ± 6,064E-04	3,970E-02 ± 1,929E-02	7,410E-04 ± 5,566E-04	91,65	17,09 ± 0,19	39,03 ± 0,42
Total	6,019E-03	1,387E-03 ± 8,501E-05	1,629E-03 ± 2,690E-03	1,548E-04 ± 8,991E-05	97,58	16,55 ± 0,03	37,82 ± 0,17

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N20.MS2	**TE47B**	(Date first run: 11-25-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1269E-02 ± .5226E-05		**mass (µg) = 560,00**	
# 1	2,298E-04	2,534E-02 ± 3,807E-04	8,812E-03 ± 1,771E-02	1,156E-03 ± 4,136E-04	66,18	14,66 ± 0,12	33,25 ± 0,27
# 2	1,413E-04	4,498E-03 ± 4,878E-04	1,854E-02 ± 2,794E-02	4,445E-04 ± 4,965E-04	91,14	13,68 ± 0,15	31,06 ± 0,33
# 3	1,497E-04	3,335E-03 ± 4,427E-04	-3,030E-02 ± 2,451E-02	1,273E-03 ± 4,926E-04	93,34	13,81 ± 0,14	31,35 ± 0,32
# 4	2,447E-04	2,227E-03 ± 2,816E-04	-1,463E-02 ± 1,428E-02	3,117E-04 ± 3,083E-04	95,70	14,63 ± 0,09	33,20 ± 0,21
# 5	3,825E-04	1,579E-03 ± 1,869E-04	-5,112E-03 ± 9,604E-03	4,241E-05 ± 2,909E-04	97,00	15,09 ± 0,07	34,22 ± 0,15
# 6	6,533E-04	1,322E-03 ± 1,035E-04	-7,682E-03 ± 5,211E-03	1,401E-04 ± 1,843E-04	97,56	15,62 ± 0,04	35,41 ± 0,10
# 7	9,553E-04	9,843E-04 ± 7,824E-05	4,556E-03 ± 3,858E-03	2,039E-04 ± 2,056E-04	98,20	15,83 ± 0,04	35,88 ± 0,09
# 8	7,548E-04	9,272E-04 ± 8,916E-05	-4,178E-03 ± 4,681E-03	9,255E-05 ± 2,292E-04	98,30	15,81 ± 0,04	35,85 ± 0,09
# 9	5,738E-04	9,679E-04 ± 1,348E-04	2,753E-03 ± 6,210E-03	-2,108E-04 ± 1,968E-04	98,21	15,67 ± 0,05	35,53 ± 0,11
# 10	5,542E-04	1,048E-03 ± 1,273E-04	3,750E-03 ± 6,435E-03	3,853E-04 ± 2,174E-04	98,05	15,61 ± 0,05	35,39 ± 0,12
# 11	7,147E-04	7,995E-04 ± 9,225E-05	-3,507E-03 ± 5,299E-03	1,937E-04 ± 2,000E-04	98,53	15,79 ± 0,05	35,80 ± 0,10
# 12	5,465E-04	7,982E-04 ± 1,287E-04	2,079E-03 ± 6,413E-03	7,764E-05 ± 2,063E-04	98,52	15,68 ± 0,04	35,55 ± 0,10
# 13	4,652E-04	1,052E-03 ± 1,015E-04	5,630E-03 ± 1,245E-02	6,659E-04 ± 2,088E-04	98,07	15,77 ± 0,05	35,75 ± 0,12
# 14	2,959E-04	6,013E-04 ± 1,568E-04	6,745E-04 ± 1,915E-02	2,427E-04 ± 2,629E-04	98,89	15,78 ± 0,07	35,77 ± 0,15
# 15	1,433E-04	-1,955E-04 ± 3,831E-04	4,638E-03 ± 4,035E-02	5,443E-04 ± 2,727E-04	100,40	15,87 ± 0,14	35,98 ± 0,32
# 16	2,552E-04	5,753E-04 ± 2,131E-04	-9,457E-03 ± 2,219E-02	1,985E-04 ± 2,627E-04	98,93	15,71 ± 0,09	35,61 ± 0,21
# 17	2,077E-04	1,121E-03 ± 2,431E-04	-2,740E-03 ± 2,722E-02	1,563E-05 ± 4,104E-04	97,93	15,65 ± 0,10	35,49 ± 0,23
# 18	1,191E-04	8,451E-04 ± 5,013E-04	-6,768E-03 ± 4,834E-02	-1,373E-04 ± 4,139E-04	98,48	16,20 ± 0,19	36,73 ± 0,42
Total	7,387E-03	1,878E-03 ± 3,779E-05	-9,832E-04 ± 2,559E-03	2,353E-04 ± 6,234E-05	96,56	15,56 ± 0,02	35,28 ± 0,15

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N21.MS2	**TE09A**	(Date first run: 11-29-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1291E-02 ± .5402E-05		**mass (µg) = 726,00**	
# 1	9,676E-04	5,787E-03 ± 6,030E-05	1,169E-02 ± 2,445E-03	1,462E-03 ± 2,105E-04	85,17	9,82 ± 0,03	22,73 ± 0,07
# 2	4,403E-04	5,243E-03 ± 9,575E-05	2,412E-02 ± 5,429E-03	6,880E-04 ± 2,083E-04	87,67	11,02 ± 0,04	25,48 ± 0,09
# 3	2,750E-04	7,363E-03 ± 1,418E-04	2,825E-02 ± 8,928E-03	1,250E-03 ± 2,463E-04	82,25	10,08 ± 0,05	23,32 ± 0,12
# 4	3,073E-04	6,931E-03 ± 1,233E-04	2,221E-02 ± 8,414E-03	9,512E-04 ± 2,390E-04	83,45	10,33 ± 0,04	23,89 ± 0,10
# 5	3,514E-04	6,183E-03 ± 1,186E-04	3,330E-02 ± 7,435E-03	1,195E-03 ± 2,300E-04	84,96	10,32 ± 0,05	23,87 ± 0,12
# 6	7,003E-04	2,393E-03 ± 4,633E-05	5,791E-03 ± 3,788E-03	-1,074E-04 ± 1,748E-04	94,29	11,67 ± 0,03	26,97 ± 0,08
# 7	3,485E-04	3,815E-03 ± 8,749E-05	1,256E-02 ± 7,491E-03	8,676E-04 ± 3,438E-04	90,72	11,02 ± 0,04	25,48 ± 0,08
# 8	3,214E-04	4,311E-03 ± 1,125E-04	2,684E-02 ± 8,236E-03	-2,976E-04 ± 2,514E-04	89,50	10,86 ± 0,05	25,12 ± 0,11
# 9	2,772E-04	4,720E-03 ± 1,209E-04	2,943E-02 ± 9,844E-03	1,079E-03 ± 2,243E-04	88,31	10,54 ± 0,05	24,38 ± 0,11
# 10	2,801E-04	4,777E-03 ± 1,228E-04	2,172E-03 ± 9,751E-03	3,900E-04 ± 3,195E-04	88,28	10,64 ± 0,05	24,60 ± 0,12
# 11	3,045E-04	4,274E-03 ± 1,035E-04	4,344E-03 ± 8,244E-03	1,102E-03 ± 2,149E-04	89,54	10,81 ± 0,04	25,00 ± 0,09
# 12	4,021E-04	3,530E-03 ± 7,752E-05	5,316E-03 ± 5,984E-03	5,231E-05 ± 3,248E-04	91,32	10,98 ± 0,03	25,38 ± 0,07
# 13	4,323E-04	3,875E-03 ± 7,058E-05	1,762E-02 ± 4,833E-03	2,022E-04 ± 2,292E-04	90,56	10,98 ± 0,03	25,40 ± 0,07
# 14	5,440E-04	3,039E-03 ± 8,378E-05	8,359E-03 ± 4,040E-03	-2,306E-04 ± 2,288E-04	92,60	11,23 ± 0,03	25,97 ± 0,07
# 15	6,356E-04	2,757E-03 ± 6,413E-05	7,872E-03 ± 3,633E-03	1,881E-04 ± 1,718E-04	93,30	11,35 ± 0,03	26,25 ± 0,07
# 16	6,452E-04	2,857E-03 ± 7,185E-05	9,364E-03 ± 3,155E-03	8,982E-05 ± 1,728E-04	93,09	11,38 ± 0,03	26,31 ± 0,07
# 17	5,380E-04	3,267E-03 ± 5,776E-05	1,193E-02 ± 4,235E-03	6,595E-04 ± 1,969E-04	92,14	11,32 ± 0,03	26,17 ± 0,06
# 18	4,362E-04	8,017E-04 ± 3,198E-05	-6,070E-03 ± 4,862E-03	3,943E-04 ± 2,284E-04	98,08	12,08 ± 0,04	27,90 ± 0,09
# 19	2,120E-04	8,951E-04 ± 1,301E-04	-1,441E-02 ± 9,909E-03	-7,843E-05 ± 2,867E-04	97,83	11,95 ± 0,05	27,61 ± 0,12
# 20	1,184E-04	1,157E-03 ± 1,361E-04	-2,511E-02 ± 1,865E-02	4,730E-04 ± 3,308E-04	97,33	12,48 ± 0,05	28,82 ± 0,12
# 21	2,942E-04	2,148E-03 ± 7,919E-05	3,621E-03 ± 7,051E-03	3,213E-05 ± 2,453E-04	95,96	15,07 ± 0,04	34,76 ± 0,10
Total	8,831E-03	3,848E-03 ± 1,858E-05	1,127E-02 ± 1,244E-03	4,965E-04 ± 5,271E-05	90,73	11,13 ± 0,01	25,72 ± 0,11

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N24.MS2	**TE41D**	(Date first run: 12-07-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1279E-02 ± .5306E-05		**mass (µg) = 530,00**	
# 1	4,285E-04	4,852E-03 ± 9,477E-05	1,216E-04 ± 7,462E-03	5,943E-04 ± 2,216E-04	91,33	15,10 ± 0,05	34,51 ± 0,12
# 2	3,174E-04	2,255E-03 ± 1,081E-04	1,349E-04 ± 8,229E-03	2,635E-04 ± 2,388E-04	96,14	16,61 ± 0,06	37,93 ± 0,13
# 3	2,071E-04	2,521E-03 ± 1,721E-04	1,287E-02 ± 1,032E-02	4,281E-04 ± 2,626E-04	95,85	17,22 ± 0,06	39,31 ± 0,14
# 4	7,042E-04	3,502E-03 ± 5,544E-05	2,752E-03 ± 3,593E-03	4,874E-04 ± 1,525E-04	94,86	19,08 ± 0,04	43,50 ± 0,09
# 5	7,223E-04	1,798E-03 ± 5,083E-05	7,330E-03 ± 3,673E-03	1,613E-04 ± 1,793E-04	97,28	18,98 ± 0,04	43,26 ± 0,10
# 6	4,888E-04	1,602E-03 ± 7,140E-05	8,981E-03 ± 4,850E-03	3,143E-04 ± 2,329E-04	97,52	18,60 ± 0,05	42,40 ± 0,12
# 7	3,605E-04	1,658E-03 ± 1,005E-04	-5,716E-04 ± 6,484E-03	1,045E-03 ± 2,626E-04	97,40	18,38 ± 0,05	41,91 ± 0,12
# 8	3,319E-04	1,843E-03 ± 8,598E-05	-2,970E-03 ± 5,855E-03	2,718E-04 ± 2,600E-04	97,11	18,31 ± 0,05	41,76 ± 0,12
# 9	2,870E-04	1,511E-03 ± 1,258E-04	-1,415E-03 ± 7,483E-03	8,108E-04 ± 2,855E-04	97,62	18,31 ± 0,06	41,77 ± 0,14
# 10	5,324E-04	1,656E-03 ± 7,572E-05	-5,360E-03 ± 3,865E-03	5,558E-04 ± 2,294E-04	97,39	18,29 ± 0,05	41,72 ± 0,12
# 11	4,897E-04	1,463E-03 ± 7,179E-05	-4,272E-03 ± 4,835E-03	7,902E-04 ± 2,074E-04	97,66	18,07 ± 0,05	41,22 ± 0,10
# 12	4,738E-04	1,468E-03 ± 7,600E-05	-1,977E-02 ± 4,597E-03	7,082E-04 ± 2,886E-04	97,61	17,71 ± 0,05	40,42 ± 0,11
# 13	5,528E-04	1,702E-03 ± 6,000E-05	6,166E-03 ± 4,572E-03	7,431E-04 ± 2,154E-04	97,08	16,69 ± 0,04	38,11 ± 0,09
# 14	2,058E-04	4,348E-03 ± 1,897E-04	1,784E-02 ± 1,024E-02	3,140E-04 ± 3,232E-04	92,99	17,05 ± 0,08	38,91 ± 0,17
# 15	1,473E-04	1,986E-02 ± 2,978E-04	1,406E-02 ± 1,346E-02	9,499E-04 ± 3,215E-04	73,46	16,24 ± 0,10	37,10 ± 0,22
# 16	4,806E-04	2,415E-02 ± 1,971E-04	-1,239E-03 ± 4,332E-03	4,113E-04 ± 2,730E-04	71,85	18,21 ± 0,08	41,55 ± 0,18
Total	6,730E-03	4,185E-03 ± 2,519E-05	1,044E-03 ± 1,395E-03	5,307E-04 ± 6,019E-05	93,53	17,88 ± 0,01	40,80 ± 0,17

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N26.MS2	**TE52C**	(Date first run: 12-09-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1268E-02 ± .5215E-05		**mass (µg) = 426,00**	
# 1	4,202E-04	1,348E-02 ± 1,079E-04	2,485E-02 ± 3,129E-03	1,015E-03 ± 2,349E-04	75,28	12,14 ± 0,04	27,55 ± 0,10
# 2	1,628E-04	1,387E-03 ± 1,834E-04	-4,155E-03 ± 9,724E-03	-9,229E-05 ± 3,993E-04	96,74	12,15 ± 0,06	27,59 ± 0,15
# 3	4,427E-04	7,282E-04 ± 6,595E-05	2,309E-02 ± 3,270E-03	5,090E-04 ± 2,838E-04	98,27	12,24 ± 0,04	27,78 ± 0,10
# 4	1,461E-04	3,804E-04 ± 1,896E-04	2,727E-02 ± 7,997E-03	-9,396E-05 ± 5,167E-04	99,09	12,18 ± 0,06	27,65 ± 0,14
# 5	1,657E-04	6,335E-04 ± 1,944E-04	9,862E-03 ± 1,253E-02	-1,431E-04 ± 4,884E-04	98,47	12,06 ± 0,07	27,36 ± 0,15
# 6	2,959E-04	9,389E-04 ± 8,863E-05	6,624E-03 ± 4,635E-03	2,880E-04 ± 2,800E-04	97,76	12,12 ± 0,04	27,52 ± 0,09
# 7	7,397E-04	3,948E-04 ± 8,074E-05	1,118E-02 ± 2,258E-03	3,586E-05 ± 2,209E-04	99,09	12,64 ± 0,04	28,68 ± 0,08
# 8	4,145E-04	3,018E-04 ± 1,418E-04	1,057E-02 ± 3,408E-03	4,511E-04 ± 2,067E-04	99,30	12,66 ± 0,06	28,73 ± 0,13
# 9	3,849E-04	4,020E-04 ± 1,583E-04	3,450E-03 ± 3,671E-03	6,498E-04 ± 2,846E-04	99,07	12,64 ± 0,05	28,69 ± 0,11
# 10	2,734E-04	4,333E-04 ± 2,182E-04	1,136E-02 ± 5,466E-03	8,369E-04 ± 2,629E-04	99,00	12,72 ± 0,07	28,87 ± 0,16
# 11	4,295E-04	5,458E-04 ± 1,376E-04	1,039E-02 ± 6,083E-03	3,426E-04 ± 2,710E-04	98,77	12,96 ± 0,05	29,39 ± 0,12
# 12	5,877E-04	8,874E-04 ± 9,985E-05	8,846E-03 ± 3,785E-03	5,993E-04 ± 2,004E-04	98,03	13,04 ± 0,04	29,59 ± 0,08
# 13	3,935E-04	6,964E-04 ± 1,510E-04	6,858E-02 ± 6,275E-03	-5,845E-05 ± 2,652E-04	98,43	12,92 ± 0,05	29,32 ± 0,12
# 14	1,900E-04	2,142E-03 ± 3,280E-04	2,824E-01 ± 1,202E-02	-2,492E-04 ± 3,782E-04	95,26	12,73 ± 0,11	28,88 ± 0,25
# 15	1,751E-04	5,456E-03 ± 3,573E-04	1,756E-01 ± 1,929E-02	7,645E-04 ± 4,869E-04	88,71	12,67 ± 0,13	28,75 ± 0,28
# 16	2,079E-04	5,642E-03 ± 3,006E-04	2,467E-01 ± 1,384E-02	2,631E-04 ± 3,067E-04	88,76	13,16 ± 0,10	29,86 ± 0,22
Total	5,430E-03	2,009E-03 ± 3,803E-05	3,997E-02 ± 1,492E-03	3,674E-04 ± 7,248E-05	95,50	12,61 ± 0,01	28,62 ± 0,12

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N27.MS2	**TE43A**	(Date first run: 12-13-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1277E-02 ± .5286E-05		**mass (µg) = 592,00**	
# 1	1,845E-04	3,172E-03 ± 3,227E-04	2,893E-02 ± 1,375E-02	5,419E-04 ± 3,820E-04	92,31	11,25 ± 0,10	25,72 ± 0,24
# 2	3,129E-04	8,621E-04 ± 1,816E-04	8,315E-03 ± 7,775E-03	9,001E-04 ± 2,728E-04	97,84	11,55 ± 0,06	26,40 ± 0,13
# 3*	1,282E-03	5,724E-04 ± 4,510E-05	-6,641E-04 ± 2,632E-03	3,759E-04 ± 1,689E-04	98,64	12,28 ± 0,03	28,07 ± 0,06
# 4	3,837E-04	3,455E-04 ± 1,334E-04	1,582E-02 ± 9,035E-03	2,283E-04 ± 1,459E-04	99,15	11,92 ± 0,04	27,24 ± 0,10
# 5	2,756E-04	3,973E-04 ± 1,883E-04	-1,713E-03 ± 1,241E-02	6,948E-04 ± 3,176E-04	99,03	11,98 ± 0,06	27,39 ± 0,14
# 6	3,252E-04	5,840E-04 ± 1,825E-04	-2,290E-02 ± 9,615E-03	4,526E-04 ± 2,194E-04	98,56	11,84 ± 0,06	27,07 ± 0,14
# 7	3,655E-04	5,380E-04 ± 8,640E-05	-1,826E-02 ± 1,184E-02	1,962E-04 ± 2,805E-04	98,69	11,99 ± 0,04	27,41 ± 0,09
# 8	5,319E-04	4,418E-04 ± 5,634E-05	-2,216E-03 ± 8,462E-03	2,375E-04 ± 2,049E-04	98,93	12,04 ± 0,04	27,51 ± 0,09
# 9	3,337E-04	6,522E-04 ± 1,023E-04	6,383E-04 ± 1,368E-02	7,569E-04 ± 3,163E-04	98,42	12,03 ± 0,04	27,50 ± 0,10
# 10	9,783E-04	5,157E-04 ± 3,131E-05	5,954E-03 ± 4,800E-03	1,264E-06 ± 1,622E-04	98,77	12,25 ± 0,04	28,00 ± 0,08
# 11	6,391E-04	4,023E-04 ± 4,759E-05	8,147E-03 ± 7,339E-03	6,613E-04 ± 2,282E-04	99,04	12,23 ± 0,03	27,95 ± 0,07
# 12	4,239E-04	6,880E-04 ± 7,324E-05	5,639E-03 ± 1,022E-02	1,764E-04 ± 2,416E-04	98,36	12,20 ± 0,03	27,88 ± 0,06
# 13	1,726E-04	3,681E-03 ± 1,727E-04	4,124E-02 ± 2,541E-02	5,676E-04 ± 4,833E-04	91,69	12,01 ± 0,07	27,45 ± 0,15
# 14	1,136E-04	1,207E-02 ± 3,875E-04	4,492E-02 ± 4,037E-02	5,967E-04 ± 6,121E-04	79,80	14,09 ± 0,12	32,16 ± 0,28
# 15	1,403E-04	2,010E-02 ± 2,865E-04	-5,072E-03 ± 3,288E-02	2,114E-03 ± 5,563E-04	69,62	13,61 ± 0,10	31,08 ± 0,22
Total	6,463E-03	1,323E-03 ± 2,644E-05	3,486E-03 ± 2,404E-03	4,180E-04 ± 6,626E-05	96,88	12,15 ± 0,01	27,77 ± 0,12

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N28.MS2	**TE43D**	(Date first run: 12-15-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1272E-02 ± .5250E-05		**mass (µg) = 330,00**	
# 1	1,855E-04	2,698E-03 ± 1,999E-04	1,543E-02 ± 2,405E-02	1,387E-03 ± 3,922E-04	93,11	10,76 ± 0,07	24,54 ± 0,16
# 2	2,422E-04	1,153E-03 ± 2,462E-04	3,217E-02 ± 1,994E-02	5,324E-04 ± 3,219E-04	96,92	10,71 ± 0,08	24,42 ± 0,18
# 3	1,590E-04	9,052E-04 ± 3,898E-04	7,565E-02 ± 3,151E-02	6,834E-04 ± 5,048E-04	97,53	10,58 ± 0,12	24,11 ± 0,27
# 4	1,823E-04	1,058E-03 ± 3,262E-04	1,836E-02 ± 2,641E-02	-8,215E-05 ± 3,370E-04	97,12	10,56 ± 0,10	24,08 ± 0,23
# 5	5,653E-04	1,537E-03 ± 1,079E-04	5,959E-03 ± 8,404E-03	1,289E-04 ± 2,122E-04	96,09	11,15 ± 0,04	25,42 ± 0,09
# 6	7,370E-04	8,295E-04 ± 8,876E-05	3,372E-04 ± 6,748E-03	4,232E-04 ± 2,036E-04	97,86	11,21 ± 0,04	25,54 ± 0,08
# 7	4,927E-04	7,306E-04 ± 1,229E-04	-5,219E-04 ± 9,809E-03	-1,452E-04 ± 2,464E-04	98,10	11,16 ± 0,05	25,44 ± 0,10
# 8	3,559E-04	7,731E-04 ± 1,729E-04	-7,498E-03 ± 1,361E-02	6,268E-04 ± 3,048E-04	98,01	11,22 ± 0,06	25,58 ± 0,14
# 9	3,396E-04	9,115E-04 ± 1,794E-04	-1,413E-02 ± 1,391E-02	1,458E-04 ± 2,808E-04	97,65	11,22 ± 0,06	25,56 ± 0,14
# 10	3,575E-04	1,221E-03 ± 1,699E-04	9,703E-03 ± 1,280E-02	5,980E-04 ± 2,309E-04	96,88	11,21 ± 0,06	25,54 ± 0,13
# 11	2,705E-04	7,132E-04 ± 2,241E-04	5,394E-02 ± 1,878E-02	8,912E-04 ± 3,489E-04	98,19	11,44 ± 0,07	26,08 ± 0,16
# 12	4,406E-05	1,158E-02 ± 1,368E-03	7,488E-02 ± 1,138E-01	8,068E-04 ± 1,147E-03	75,73	10,68 ± 0,41	24,34 ± 0,93
# 13	8,980E-05	7,428E-03 ± 6,900E-04	2,005E-03 ± 5,330E-02	1,702E-03 ± 5,838E-04	82,63	10,44 ± 0,21	23,80 ± 0,47
Total	4,021E-03	1,330E-03 ± 5,351E-05	1,081E-02 ± 4,327E-03	4,250E-04 ± 8,437E-05	96,58	11,08 ± 0,02	25,26 ± 0,11

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N30.MS2	**TE77C**	(Date first run: 12-20-2016; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1256E-02 ± .5118E-05		**mass (µg) = 612,00**	
# 1	5,166E-04	8,455E-03 ± 1,494E-04	2,606E-02 ± 6,445E-03	1,155E-03 ± 1,852E-04	84,15	13,26 ± 0,06	29,80 ± 0,13
# 2	4,621E-04	7,864E-04 ± 1,283E-04	1,147E-02 ± 5,714E-03	5,303E-04 ± 1,719E-04	98,18	12,52 ± 0,05	28,16 ± 0,10
# 3	6,843E-04	7,015E-04 ± 8,672E-05	6,798E-04 ± 3,771E-03	2,420E-04 ± 1,955E-04	98,43	13,03 ± 0,04	29,28 ± 0,10
# 4	9,439E-04	5,289E-04 ± 6,089E-05	3,443E-03 ± 3,318E-03	3,864E-04 ± 1,795E-04	98,85	13,44 ± 0,04	30,19 ± 0,08
# 5	8,172E-04	6,058E-04 ± 7,193E-05	4,678E-03 ± 3,526E-03	5,669E-04 ± 1,901E-04	98,69	13,47 ± 0,04	30,26 ± 0,08
# 6	6,441E-04	5,645E-04 ± 8,982E-05	7,367E-03 ± 4,466E-03	3,781E-04 ± 1,863E-04	98,78	13,55 ± 0,04	30,43 ± 0,08
# 7	4,342E-04	7,336E-04 ± 1,342E-04	4,829E-03 ± 7,196E-03	5,152E-04 ± 2,387E-04	98,42	13,47 ± 0,05	30,26 ± 0,11
# 8	3,975E-04	5,825E-04 ± 1,536E-04	1,033E-02 ± 7,809E-03	6,613E-04 ± 2,122E-04	98,75	13,60 ± 0,06	30,55 ± 0,13
# 9	4,496E-04	6,333E-04 ± 1,270E-04	4,885E-03 ± 6,694E-03	5,436E-04 ± 3,264E-04	98,66	13,73 ± 0,05	30,84 ± 0,12
# 10	4,041E-04	5,726E-04 ± 1,408E-04	2,509E-03 ± 7,936E-03	1,098E-03 ± 2,495E-04	98,80	13,88 ± 0,07	31,17 ± 0,15
# 11	3,369E-04	4,110E-04 ± 1,745E-04	7,950E-03 ± 7,631E-03	7,288E-04 ± 2,320E-04	99,12	13,74 ± 0,07	30,87 ± 0,15
# 12	3,201E-04	2,938E-04 ± 1,859E-04	4,468E-03 ± 9,262E-03	7,896E-04 ± 2,904E-04	99,37	13,72 ± 0,07	30,83 ± 0,15
# 13	2,091E-04	1,159E-03 ± 7,301E-04	3,152E-03 ± 2,565E-02	3,615E-04 ± 3,749E-04	97,51	13,40 ± 0,22	30,12 ± 0,50
# 14	8,296E-05	3,946E-04 ± 1,833E-03	9,212E-02 ± 6,316E-02	7,384E-04 ± 9,112E-04	99,26	15,55 ± 0,55	34,88 ± 1,21
# 15	2,277E-04	9,768E-04 ± 6,731E-04	2,148E-02 ± 2,305E-02	9,269E-04 ± 3,913E-04	98,34	17,15 ± 0,21	38,44 ± 0,47
# 16	4,155E-04	1,269E-03 ± 3,675E-04	2,309E-02 ± 1,260E-02	5,148E-04 ± 2,978E-04	97,73	16,14 ± 0,12	36,20 ± 0,26
Total	7,346E-03	1,211E-03 ± 5,035E-05	9,169E-03 ± 2,003E-03	5,872E-04 ± 6,089E-05	97,46	13,71 ± 0,02	30,80 ± 0,13

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N32.MS2	**TE84y**	(Date first run: 01-05-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1247E-02 ± .5051E-05		**mass (µg) = 208,00**	
# 1	1,346E-04	8,234E-03 ± 3,052E-04	2,686E-02 ± 3,444E-02	1,568E-03 ± 5,286E-04	83,94	12,71 ± 0,10	28,39 ± 0,23
# 2	9,027E-05	3,531E-03 ± 3,930E-04	5,798E-02 ± 4,806E-02	9,913E-04 ± 9,019E-04	92,91	13,67 ± 0,13	30,50 ± 0,28
# 3	3,760E-04	2,634E-03 ± 1,084E-04	-3,055E-04 ± 1,158E-02	8,539E-04 ± 2,734E-04	95,15	15,27 ± 0,06	34,05 ± 0,13
# 4	8,550E-04	1,315E-03 ± 4,198E-05	4,568E-04 ± 5,401E-03	6,471E-04 ± 2,263E-04	97,56	15,56 ± 0,04	34,68 ± 0,09
# 5	2,975E-04	1,211E-03 ± 1,205E-04	3,350E-02 ± 1,408E-02	7,009E-04 ± 3,082E-04	97,70	15,16 ± 0,06	33,81 ± 0,12
# 6	1,675E-04	9,657E-04 ± 2,179E-04	2,969E-02 ± 2,578E-02	2,581E-04 ± 4,350E-04	98,15	15,17 ± 0,08	33,81 ± 0,18
# 7	1,329E-04	1,197E-03 ± 2,610E-04	2,686E-02 ± 3,294E-02	7,531E-04 ± 5,401E-04	97,71	15,08 ± 0,09	33,61 ± 0,21
# 8	1,926E-04	7,473E-04 ± 1,735E-04	4,469E-03 ± 2,300E-02	-1,462E-04 ± 4,453E-04	98,51	14,61 ± 0,06	32,59 ± 0,14
# 9	7,376E-05	1,804E-03 ± 4,488E-04	6,343E-03 ± 5,914E-02	1,079E-03 ± 8,742E-04	96,76	15,94 ± 0,16	35,52 ± 0,36
# 10	9,847E-05	2,420E-03 ± 3,997E-04	4,960E-02 ± 4,483E-02	1,220E-03 ± 7,549E-04	96,01	17,21 ± 0,14	38,33 ± 0,30
Total	2,419E-03	1,959E-03 ± 4,798E-05	1,399E-02 ± 5,761E-03	7,022E-04 ± 1,278E-04	96,33	15,19 ± 0,02	33,86 ± 0,15

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N33.MS2	**TE84(b)y**	(Date first run: 01-05-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1246E-02 ± .5036E-05		**mass (µg) = 474,00**	
# 1	3,383E-04	7,839E-03 ± 1,959E-04	-6,663E-03 ± 1,434E-02	8,879E-04 ± 2,923E-04	86,85	15,29 ± 0,07	34,05 ± 0,15
# 2	5,794E-04	1,227E-03 ± 1,087E-04	1,283E-02 ± 9,908E-03	2,006E-04 ± 1,973E-04	97,78	15,94 ± 0,04	35,47 ± 0,09
# 3	9,150E-04	6,800E-04 ± 6,763E-05	8,582E-04 ± 6,091E-03	3,686E-06 ± 1,747E-04	98,79	16,42 ± 0,03	36,51 ± 0,07
# 4	1,224E-03	5,889E-04 ± 5,195E-05	2,291E-04 ± 4,207E-03	1,579E-04 ± 1,653E-04	98,98	16,93 ± 0,03	37,64 ± 0,08
# 5	7,670E-04	6,036E-04 ± 8,368E-05	1,661E-03 ± 7,026E-03	1,948E-04 ± 1,717E-04	98,94	16,59 ± 0,03	36,90 ± 0,07
# 6	6,839E-04	7,195E-04 ± 9,565E-05	1,150E-02 ± 7,975E-03	3,544E-04 ± 1,881E-04	98,72	16,38 ± 0,04	36,44 ± 0,09
# 7	4,310E-04	7,389E-04 ± 1,453E-04	1,406E-02 ± 1,212E-02	8,364E-04 ± 2,540E-04	98,68	16,30 ± 0,05	36,26 ± 0,11
# 8	4,336E-04	5,382E-04 ± 1,422E-04	1,069E-02 ± 1,129E-02	3,357E-04 ± 2,217E-04	99,04	16,49 ± 0,05	36,68 ± 0,11
# 9	4,737E-04	5,899E-04 ± 1,317E-04	2,285E-02 ± 1,107E-02	2,680E-04 ± 2,371E-04	98,96	16,51 ± 0,05	36,73 ± 0,10
# 10	5,118E-04	5,813E-04 ± 1,279E-04	1,251E-02 ± 1,081E-02	3,088E-04 ± 2,576E-04	98,98	16,61 ± 0,05	36,95 ± 0,10
# 11	1,072E-03	6,472E-04 ± 5,871E-05	-6,928E-03 ± 4,448E-03	4,065E-04 ± 1,744E-04	98,87	16,74 ± 0,04	37,24 ± 0,09
# 12	5,040E-04	7,663E-04 ± 1,282E-04	3,744E-03 ± 1,219E-02	5,570E-05 ± 2,460E-04	98,65	16,53 ± 0,05	36,77 ± 0,10
# 13	6,357E-04	6,978E-04 ± 3,692E-05	4,574E-03 ± 7,401E-03	4,308E-04 ± 1,851E-04	98,78	16,69 ± 0,03	37,11 ± 0,06
# 14	3,517E-04	7,809E-04 ± 6,809E-05	3,969E-02 ± 1,303E-02	3,544E-04 ± 1,845E-04	98,64	16,75 ± 0,03	37,25 ± 0,07
# 15	1,544E-04	7,592E-04 ± 1,593E-04	7,422E-02 ± 2,564E-02	1,280E-04 ± 3,299E-04	98,70	17,07 ± 0,06	37,95 ± 0,14
Total	9,076E-03	9,592E-04 ± 2,473E-05	7,283E-03 ± 2,208E-03	2,951E-04 ± 5,458E-05	98,31	16,53 ± 0,01	36,76 ± 0,15

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N36.MS2	**TE61B**	(Date first run: 01-11-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1262E-02 ± .5171E-05		**mass (µg) = 440,00**	
# 1	2,871E-04	4,588E-03 ± 2,275E-04	5,524E-04 ± 2,492E-02	4,858E-04 ± 3,202E-04	91,15	13,96 ± 0,08	31,52 ± 0,18
# 2	4,588E-04	1,461E-03 ± 1,380E-04	2,072E-02 ± 1,491E-02	6,054E-04 ± 2,146E-04	97,03	14,13 ± 0,05	31,90 ± 0,11
# 3	1,139E-03	8,235E-04 ± 5,566E-05	6,198E-03 ± 6,159E-03	2,545E-04 ± 1,819E-04	98,33	14,33 ± 0,03	32,34 ± 0,08
# 4	5,281E-04	4,970E-04 ± 1,182E-04	2,777E-02 ± 1,318E-02	3,772E-04 ± 1,843E-04	98,97	14,17 ± 0,04	31,99 ± 0,09
# 5	3,793E-04	5,875E-04 ± 1,639E-04	-1,165E-03 ± 1,890E-02	1,148E-04 ± 2,355E-04	98,78	14,07 ± 0,06	31,76 ± 0,12
# 6	2,476E-04	4,256E-04 ± 2,704E-04	-2,240E-04 ± 2,994E-02	1,419E-04 ± 2,426E-04	99,11	13,99 ± 0,09	31,59 ± 0,20
# 7	3,163E-04	5,136E-04 ± 1,995E-04	-4,946E-03 ± 2,237E-02	1,744E-04 ± 2,129E-04	98,92	13,96 ± 0,06	31,51 ± 0,14
# 8	8,244E-04	5,248E-04 ± 7,557E-05	3,887E-03 ± 8,544E-03	4,026E-04 ± 1,490E-04	98,92	14,18 ± 0,03	32,01 ± 0,07
# 9	3,011E-04	4,456E-04 ± 2,148E-04	3,683E-04 ± 2,253E-02	6,934E-04 ± 2,411E-04	99,06	13,83 ± 0,07	31,22 ± 0,15
# 10	1,834E-04	5,984E-04 ± 3,365E-04	1,279E-02 ± 3,812E-02	5,757E-04 ± 3,290E-04	98,73	13,74 ± 0,10	31,03 ± 0,23
# 11	1,822E-04	4,897E-04 ± 3,500E-04	4,529E-02 ± 4,059E-02	6,368E-04 ± 3,527E-04	98,97	13,85 ± 0,11	31,27 ± 0,24
# 12	1,578E-04	3,529E-04 ± 3,982E-04	7,001E-02 ± 4,599E-02	1,084E-03 ± 3,001E-04	99,26	13,93 ± 0,12	31,46 ± 0,27
# 13	1,089E-04	7,049E-04 ± 5,823E-04	9,563E-02 ± 6,634E-02	8,720E-04 ± 5,868E-04	98,55	14,12 ± 0,18	31,88 ± 0,39
# 14	8,252E-05	-2,455E-04 ± 7,738E-04	6,138E-02 ± 9,674E-02	9,821E-05 ± 5,100E-04	100,50	14,86 ± 0,25	33,54 ± 0,56
# 15	1,681E-04	1,018E-03 ± 2,465E-04	6,146E-02 ± 2,131E-02	5,028E-04 ± 2,761E-04	97,99	14,66 ± 0,10	33,07 ± 0,22
# 16	3,767E-04	8,888E-04 ± 1,257E-04	2,674E-03 ± 8,964E-03	5,019E-04 ± 2,146E-04	98,38	15,90 ± 0,05	35,86 ± 0,12
Total	5,741E-03	8,818E-04 ± 4,282E-05	1,413E-02 ± 4,751E-03	4,093E-04 ± 6,318E-05	98,20	14,25 ± 0,02	32,17 ± 0,14

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N37.MS2	**TE61B**	(Date first run: 01-11-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1262E-02 ± .5171E-05		**mass (µg) = 244,00**	
# 1	1,543E-04	5,152E-03 ± 4,997E-04	1,053E-02 ± 4,195E-02	7,876E-04 ± 3,997E-04	90,28	14,15 ± 0,16	31,93 ± 0,35
# 2	5,845E-04	2,519E-03 ± 1,366E-04	1,775E-02 ± 1,137E-02	2,681E-04 ± 2,350E-04	95,28	15,02 ± 0,05	33,88 ± 0,11
# 3	2,713E-04	3,538E-03 ± 2,887E-04	6,373E-02 ± 2,527E-02	1,812E-04 ± 2,873E-04	93,46	14,94 ± 0,09	33,70 ± 0,20
# 4	8,546E-04	1,506E-03 ± 8,833E-05	1,170E-02 ± 7,986E-03	2,576E-04 ± 1,990E-04	97,19	15,39 ± 0,04	34,72 ± 0,08
# 5	2,005E-04	1,464E-03 ± 3,929E-04	-5,328E-03 ± 3,503E-02	1,133E-03 ± 3,302E-04	97,24	15,22 ± 0,12	34,34 ± 0,27
# 6	4,207E-04	1,127E-03 ± 1,811E-04	-9,358E-03 ± 1,611E-02	4,807E-04 ± 1,900E-04	97,87	15,32 ± 0,06	34,56 ± 0,14
# 7	2,665E-04	1,304E-03 ± 2,867E-04	2,060E-02 ± 2,521E-02	9,154E-04 ± 3,191E-04	97,56	15,38 ± 0,09	34,68 ± 0,21
# 8	2,547E-04	1,462E-03 ± 3,001E-04	-2,263E-02 ± 2,541E-02	7,726E-04 ± 3,094E-04	97,29	15,49 ± 0,10	34,93 ± 0,22
# 9	2,674E-04	1,696E-03 ± 2,937E-04	2,443E-02 ± 2,649E-02	5,652E-04 ± 2,839E-04	96,88	15,57 ± 0,09	35,11 ± 0,21
# 10	6,486E-04	1,709E-03 ± 1,202E-04	2,421E-02 ± 1,100E-02	4,833E-04 ± 1,905E-04	96,83	15,43 ± 0,05	34,79 ± 0,11
# 11	1,887E-04	2,138E-03 ± 4,095E-04	8,318E-02 ± 3,922E-02	6,721E-04 ± 3,780E-04	96,16	15,83 ± 0,14	35,70 ± 0,31
# 12	9,519E-05	1,981E-03 ± 8,199E-04	5,042E-02 ± 7,500E-02	1,760E-03 ± 6,012E-04	96,46	15,96 ± 0,25	35,98 ± 0,56
# 13	6,901E-05	4,067E-03 ± 8,545E-04	1,994E-01 ± 6,804E-02	4,178E-04 ± 1,539E-03	93,24	16,57 ± 0,26	37,34 ± 0,58
Total	4,276E-03	1,973E-03 ± 6,431E-05	2,116E-02 ± 5,684E-03	5,158E-04 ± 8,187E-05	96,33	15,32 ± 0,02	34,57 ± 0,15

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N38.MS2	**TE52C**	(Date first run: 01-13-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1268E-02 ± .5215E-05		**mass (µg) = 470,00**	
# 1	8,055E-04	1,636E-03 ± 9,436E-05	2,134E-02 ± 6,937E-03	8,132E-04 ± 1,584E-04	96,22	12,32 ± 0,04	27,96 ± 0,09
# 2	6,523E-04	4,374E-04 ± 1,101E-04	2,275E-02 ± 7,852E-03	3,308E-04 ± 2,187E-04	98,93	11,99 ± 0,04	27,22 ± 0,09
# 3	6,227E-04	3,209E-04 ± 1,162E-04	1,777E-02 ± 8,006E-03	1,895E-04 ± 1,724E-04	99,22	12,06 ± 0,04	27,37 ± 0,09
# 4	4,872E-04	3,011E-04 ± 1,455E-04	1,825E-02 ± 1,265E-02	5,985E-04 ± 1,872E-04	99,27	12,17 ± 0,05	27,61 ± 0,10
# 5	5,906E-04	3,480E-04 ± 1,209E-04	7,708E-03 ± 9,163E-03	4,252E-04 ± 1,844E-04	99,16	12,21 ± 0,04	27,71 ± 0,10
# 6	7,718E-04	3,261E-04 ± 9,405E-05	4,193E-03 ± 7,396E-03	4,019E-04 ± 1,837E-04	99,23	12,34 ± 0,04	28,01 ± 0,08
# 7	6,178E-04	3,822E-04 ± 1,137E-04	8,936E-03 ± 8,060E-03	7,861E-04 ± 2,247E-04	99,09	12,36 ± 0,04	28,05 ± 0,09
# 8	6,336E-04	3,755E-04 ± 1,159E-04	9,659E-03 ± 7,411E-03	3,583E-04 ± 2,219E-04	99,11	12,41 ± 0,04	28,15 ± 0,09
# 9	4,731E-04	2,604E-04 ± 1,515E-04	6,093E-04 ± 1,074E-02	4,720E-04 ± 1,874E-04	99,39	12,47 ± 0,05	28,30 ± 0,12
# 10	8,075E-04	2,755E-04 ± 8,930E-05	1,474E-02 ± 6,058E-03	5,335E-04 ± 1,857E-04	99,35	12,51 ± 0,03	28,39 ± 0,08
# 11	3,638E-04	2,905E-04 ± 1,982E-04	7,108E-03 ± 1,476E-02	3,943E-04 ± 2,457E-04	99,32	12,55 ± 0,06	28,48 ± 0,14
# 12	3,071E-04	6,521E-04 ± 2,389E-04	4,274E-02 ± 1,794E-02	-2,559E-04 ± 2,401E-04	98,48	12,49 ± 0,07	28,33 ± 0,17
# 13	9,721E-04	5,728E-04 ± 1,373E-04	4,151E-02 ± 6,163E-03	3,407E-04 ± 1,870E-04	98,68	12,69 ± 0,06	28,79 ± 0,14
# 14	2,676E-04	1,082E-03 ± 4,982E-04	2,164E-01 ± 2,958E-02	6,275E-04 ± 2,687E-04	97,59	12,94 ± 0,15	29,35 ± 0,34
# 15	3,180E-04	1,446E-03 ± 4,177E-04	3,175E-01 ± 2,387E-02	6,097E-04 ± 2,843E-04	96,87	13,23 ± 0,13	30,02 ± 0,28
Total	8,691E-03	5,568E-04 ± 3,920E-05	3,435E-02 ± 2,558E-03	4,564E-04 ± 5,368E-05	98,69	12,41 ± 0,01	28,16 ± 0,12

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N39.MS2	**TE43D**	(Date first run: 01-13-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1272E-02 ± .5250E-05		**mass (µg) = 354,00**	
# 1	3,821E-04	2,053E-03 ± 1,229E-04	2,999E-02 ± 2,209E-02	1,264E-03 ± 2,413E-04	94,70	10,84 ± 0,04	24,71 ± 0,10
# 2	3,186E-04	8,481E-04 ± 1,513E-04	-2,027E-02 ± 2,565E-02	8,941E-04 ± 2,357E-04	97,79	11,09 ± 0,05	25,27 ± 0,12
# 3	3,669E-04	8,153E-04 ± 1,258E-04	-2,866E-02 ± 2,219E-02	4,614E-04 ± 2,487E-04	97,88	11,15 ± 0,05	25,41 ± 0,10
# 4	3,930E-04	1,172E-03 ± 1,211E-04	1,494E-02 ± 2,265E-02	5,142E-04 ± 2,775E-04	97,03	11,31 ± 0,04	25,77 ± 0,09
# 5	1,391E-03	9,361E-04 ± 3,293E-05	7,715E-03 ± 6,526E-03	2,171E-04 ± 1,601E-04	97,66	11,53 ± 0,02	26,27 ± 0,04
# 6	6,748E-04	8,356E-04 ± 7,348E-05	1,562E-02 ± 1,353E-02	4,346E-04 ± 2,206E-04	97,93	11,67 ± 0,03	26,59 ± 0,07
# 7	4,768E-04	6,723E-04 ± 1,009E-04	2,751E-02 ± 2,011E-02	8,656E-05 ± 2,020E-04	98,34	11,80 ± 0,05	26,89 ± 0,11
# 8	5,041E-04	1,005E-03 ± 8,638E-05	-4,869E-03 ± 1,612E-02	6,368E-04 ± 2,133E-04	97,54	11,79 ± 0,03	26,87 ± 0,07
# 9	5,143E-04	7,940E-04 ± 8,381E-05	9,113E-03 ± 1,768E-02	7,167E-04 ± 1,961E-04	98,09	12,03 ± 0,03	27,41 ± 0,08
# 10	8,509E-04	8,880E-04 ± 1,331E-04	-8,504E-03 ± 3,782E-03	3,091E-04 ± 2,050E-04	97,94	12,45 ± 0,04	28,36 ± 0,10
# 11	6,758E-05	3,553E-03 ± 1,659E-03	-8,163E-02 ± 5,391E-02	1,343E-03 ± 5,772E-04	92,31	12,61 ± 0,49	28,71 ± 1,11
# 12	3,450E-04	3,870E-03 ± 3,259E-04	-8,267E-03 ± 1,142E-02	5,987E-04 ± 2,408E-04	91,78	12,77 ± 0,10	29,08 ± 0,23
Total	6,285E-03	1,153E-03 ± 3,818E-05	3,402E-03 ± 4,296E-03	4,814E-04 ± 6,675E-05	97,18	11,73 ± 0,01	26,73 ± 0,11

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N40.MS2	**TE41D**	(Date first run: 02-16-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1279E-02 ± .5306E-05		**mass (µg) = 528,00**	
# 1	3,974E-04	4,879E-03 ± 1,209E-04	3,420E-02 ± 9,977E-03	7,053E-04 ± 2,481E-04	90,79	14,20 ± 0,05	32,48 ± 0,10
# 2	4,661E-04	3,902E-03 ± 1,055E-04	1,852E-02 ± 6,778E-03	2,410E-06 ± 2,204E-04	93,27	15,99 ± 0,04	36,53 ± 0,10
# 3	5,056E-04	4,029E-03 ± 9,366E-05	3,017E-02 ± 9,040E-03	8,262E-04 ± 1,868E-04	93,63	17,51 ± 0,04	39,95 ± 0,08
# 4	7,184E-04	3,094E-03 ± 7,244E-05	2,266E-02 ± 6,507E-03	2,257E-04 ± 2,181E-04	95,20	18,13 ± 0,04	41,36 ± 0,09
# 5	5,024E-04	2,432E-03 ± 9,943E-05	6,585E-02 ± 1,244E-02	1,957E-04 ± 1,757E-04	96,18	18,11 ± 0,05	41,31 ± 0,11
# 6	5,421E-04	2,170E-03 ± 1,046E-04	6,049E-02 ± 1,220E-02	6,332E-04 ± 2,008E-04	96,59	18,15 ± 0,04	41,40 ± 0,09
# 8	3,945E-04	1,633E-03 ± 4,581E-04	9,869E-03 ± 3,384E-02	1,005E-03 ± 2,456E-04	97,43	18,30 ± 0,14	41,75 ± 0,32
# 9	3,786E-04	1,934E-03 ± 4,839E-04	4,561E-02 ± 3,297E-02	-4,937E-05 ± 2,391E-04	96,94	18,08 ± 0,15	41,24 ± 0,35
# 10	3,782E-04	1,933E-03 ± 4,845E-04	2,672E-02 ± 3,244E-02	2,226E-04 ± 2,456E-04	96,92	17,97 ± 0,15	40,99 ± 0,33
# 11	2,314E-04	1,672E-03 ± 7,871E-04	9,085E-02 ± 5,449E-02	5,920E-04 ± 3,270E-04	97,32	17,94 ± 0,24	40,92 ± 0,54
# 12	3,695E-04	2,048E-03 ± 4,898E-04	-3,090E-03 ± 3,216E-02	3,740E-04 ± 2,444E-04	96,73	17,88 ± 0,15	40,80 ± 0,34
# 13	5,952E-04	2,212E-03 ± 3,065E-04	2,745E-02 ± 2,067E-02	3,879E-04 ± 2,045E-04	96,46	17,80 ± 0,10	40,61 ± 0,22
# 14	5,008E-04	2,031E-03 ± 3,636E-04	3,617E-02 ± 2,481E-02	-2,145E-05 ± 2,002E-04	96,69	17,55 ± 0,11	40,05 ± 0,26
# 15	4,060E-04	4,000E-03 ± 4,502E-04	2,533E-02 ± 3,151E-02	6,212E-04 ± 2,294E-04	93,46	16,88 ± 0,14	38,54 ± 0,31
# 16	4,757E-04	1,844E-03 ± 1,066E-04	4,369E-02 ± 1,268E-02	7,882E-04 ± 2,029E-04	96,92	17,17 ± 0,04	39,19 ± 0,08
# 17	2,688E-04	1,887E-03 ± 1,831E-04	1,190E-01 ± 2,486E-02	5,461E-04 ± 3,091E-04	96,89	17,37 ± 0,06	39,65 ± 0,14
# 18	2,233E-04	2,637E-03 ± 2,131E-04	4,507E-02 ± 3,591E-02	5,221E-04 ± 2,500E-04	95,63	17,06 ± 0,07	38,95 ± 0,16
# 19	2,040E-04	4,246E-03 ± 2,380E-04	2,998E-02 ± 2,910E-02	3,834E-05 ± 2,733E-04	93,48	18,00 ± 0,08	41,05 ± 0,18
# 20	1,674E-04	5,494E-03 ± 2,973E-04	-1,991E-02 ± 3,000E-02	2,541E-04 ± 2,699E-04	92,18	19,15 ± 0,09	43,65 ± 0,21
# 21*	8,370E-04	2,723E-03 ± 6,303E-05	6,582E-03 ± 8,612E-03	2,420E-04 ± 1,709E-04	95,95	19,04 ± 0,04	43,41 ± 0,09
Total	8,562E-03	2,764E-03 ± 6,353E-05	3,348E-02 ± 4,763E-03	3,975E-04 ± 5,117E-05	95,58	17,66 ± 0,02	40,30 ± 0,17

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N41.MS2	**TE10A**	(Date first run: 02-17-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1287E-02 ± .5370E-05	(aborted)	**mass (µg) = 578,00**	
# 1	3,302E-04	4,854E-03 ± 7,301E-04	1,280E-02 ± 3,673E-02	7,776E-04 ± 4,059E-04	88,78	11,34 ± 0,22	26,14 ± 0,50
# 2	3,770E-04	1,680E-03 ± 6,382E-04	8,726E-02 ± 3,194E-02	6,042E-04 ± 3,945E-04	96,09	12,20 ± 0,19	28,11 ± 0,43
# 3	3,164E-04	2,067E-03 ± 7,588E-04	1,533E-02 ± 3,802E-02	6,583E-04 ± 4,577E-04	95,15	11,99 ± 0,23	27,61 ± 0,52
# 4	6,971E-04	1,175E-03 ± 3,454E-04	2,337E-02 ± 1,989E-02	4,607E-04 ± 2,580E-04	97,21	12,11 ± 0,10	27,90 ± 0,24
Total	1,721E-03	2,155E-03 ± 2,797E-04	3,386E-02 ± 1,458E-02	5,893E-04 ± 1,776E-04	94,94	11,96 ± 0,08	27,56 ± 0,22

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N42.MS2	**TE09y**	(Date first run: 02-17-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1288E-02 ± .5380E-05		**mass (µg) = 462,00**	
# 1	4,914E-04	5,617E-03 ± 6,029E-04	2,722E-02 ± 2,023E-02	1,661E-03 ± 3,077E-04	84,84	9,29 ± 0,18	21,46 ± 0,41
# 2	3,242E-04	1,752E-03 ± 9,102E-04	1,721E-02 ± 3,163E-02	6,337E-04 ± 3,854E-04	95,71	11,56 ± 0,27	26,66 ± 0,62
# 3	1,935E-04	2,796E-03 ± 1,523E-03	7,083E-02 ± 4,519E-02	8,914E-04 ± 6,507E-04	93,04	11,05 ± 0,45	25,49 ± 1,03
# 4	2,117E-04	1,109E-03 ± 1,393E-03	1,009E-01 ± 4,484E-02	5,222E-04 ± 6,000E-04	97,23	11,51 ± 0,41	26,56 ± 0,94
# 5	2,856E-04	2,145E-03 ± 1,032E-03	6,336E-02 ± 3,565E-02	7,798E-04 ± 4,290E-04	94,63	11,17 ± 0,31	25,78 ± 0,70
# 6	3,284E-04	2,297E-03 ± 8,979E-04	6,902E-02 ± 3,669E-02	7,754E-04 ± 3,991E-04	94,23	11,09 ± 0,27	25,58 ± 0,61
# 7	3,341E-04	1,568E-03 ± 8,838E-04	5,586E-02 ± 3,302E-02	5,629E-04 ± 4,168E-04	96,10	11,43 ± 0,26	26,38 ± 0,60
# 8	6,337E-04	5,449E-04 ± 4,668E-04	2,141E-02 ± 1,492E-02	5,368E-04 ± 2,589E-04	98,66	11,83 ± 0,14	27,29 ± 0,32
# 9	5,782E-04	7,048E-04 ± 5,108E-04	1,348E-02 ± 2,044E-02	1,692E-04 ± 2,622E-04	98,25	11,73 ± 0,15	27,04 ± 0,35
# 10	5,276E-04	1,066E-03 ± 5,603E-04	1,665E-02 ± 1,980E-02	4,032E-04 ± 2,862E-04	97,35	11,56 ± 0,17	26,66 ± 0,38
# 11	1,164E-03	7,744E-04 ± 2,540E-04	1,025E-02 ± 7,936E-03	1,935E-04 ± 1,837E-04	98,09	11,76 ± 0,08	27,12 ± 0,18
# 12	7,494E-04	8,195E-04 ± 3,953E-04	1,498E-03 ± 1,237E-02	2,518E-04 ± 2,172E-04	97,98	11,75 ± 0,12	27,09 ± 0,27
# 13	1,423E-03	5,297E-04 ± 3,499E-05	-1,793E-02 ± 6,318E-03	2,136E-04 ± 1,524E-04	98,69	11,83 ± 0,02	27,29 ± 0,06
# 14	1,001E-04	1,312E-03 ± 4,418E-04	-4,103E-02 ± 8,697E-02	-6,223E-04 ± 5,399E-04	96,75	11,55 ± 0,14	26,63 ± 0,31
# 15	1,672E-04	2,948E-03 ± 2,683E-04	4,918E-02 ± 5,754E-02	3,818E-04 ± 3,319E-04	92,98	11,53 ± 0,08	26,60 ± 0,19
# 16	1,369E-03	1,599E-03 ± 3,420E-05	2,392E-02 ± 7,535E-03	2,778E-04 ± 1,567E-04	96,28	12,24 ± 0,02	28,21 ± 0,05
Total	8,881E-03	1,396E-03 ± 1,157E-04	1,891E-02 ± 4,513E-03	4,189E-04 ± 6,812E-05	96,57	11,61 ± 0,03	26,77 ± 0,14

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N43.MS2	**TE43A**	(Date first run: 02-17-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1277E-02 ± .5286E-05		**mass (µg) = 318,00**	
# 1	2,946E-04	3,722E-03 ± 1,184E-03	5,077E-02 ± 2,690E-02	8,100E-04 ± 3,807E-04	90,01	9,91 ± 0,35	22,67 ± 0,80
# 2	1,781E-04	9,920E-04 ± 1,949E-03	-3,615E-02 ± 5,265E-02	1,550E-04 ± 5,916E-04	97,39	10,92 ± 0,58	24,98 ± 1,31
# 3	1,580E-04	5,496E-03 ± 2,210E-03	1,532E-01 ± 5,176E-02	1,091E-03 ± 6,402E-04	85,73	9,76 ± 0,65	22,33 ± 1,49
# 4	3,650E-04	1,136E-03 ± 5,540E-04	1,880E-02 ± 3,516E-02	4,268E-04 ± 2,517E-04	97,09	11,20 ± 0,17	25,61 ± 0,38
# 5	4,622E-04	5,046E-04 ± 4,369E-04	1,911E-02 ± 2,904E-02	2,570E-04 ± 1,867E-04	98,73	11,57 ± 0,13	26,46 ± 0,30
# 6	4,815E-04	5,926E-04 ± 4,205E-04	7,650E-02 ± 3,012E-02	5,936E-04 ± 2,348E-04	98,52	11,62 ± 0,13	26,57 ± 0,29
# 7	4,537E-04	1,466E-03 ± 4,461E-04	2,570E-02 ± 2,786E-02	7,040E-04 ± 2,105E-04	96,32	11,35 ± 0,13	25,95 ± 0,30
# 8	1,489E-03	3,261E-04 ± 1,364E-04	1,345E-02 ± 8,641E-03	1,614E-04 ± 1,723E-04	99,18	11,70 ± 0,04	26,74 ± 0,10
# 9	8,430E-04	4,038E-04 ± 2,402E-04	2,522E-03 ± 1,515E-02	3,876E-04 ± 1,661E-04	98,99	11,68 ± 0,07	26,71 ± 0,17
# 10	4,454E-04	5,362E-04 ± 4,557E-04	3,106E-02 ± 3,034E-02	4,666E-04 ± 1,959E-04	98,67	11,78 ± 0,14	26,92 ± 0,31
# 11	1,884E-04	9,768E-04 ± 1,076E-03	-1,944E-03 ± 7,138E-02	3,073E-04 ± 3,675E-04	97,59	11,70 ± 0,32	26,75 ± 0,72
# 12	1,000E-04	4,196E-03 ± 2,025E-03	7,107E-02 ± 1,255E-01	1,707E-03 ± 7,190E-04	90,06	11,24 ± 0,60	25,70 ± 1,36
# 13	1,442E-04	1,239E-02 ± 1,401E-03	2,101E-01 ± 8,975E-02	-1,123E-04 ± 5,103E-04	77,69	12,75 ± 0,42	29,13 ± 0,94
Total	5,604E-03	1,284E-03 ± 1,570E-04	3,033E-02 ± 7,880E-03	4,115E-04 ± 7,575E-05	96,80	11,47 ± 0,05	26,23 ± 0,15

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N44.MS2	**TE74B**	(Date first run: 02-20-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1258E-02 ± .5135E-05		**mass (µg) = 432,00**	
# 1	3,618E-04	7,518E-03 ± 5,534E-04	1,974E-02 ± 4,215E-02	3,688E-04 ± 3,220E-04	85,35	12,95 ± 0,17	29,14 ± 0,37
# 2	1,152E-04	2,104E-03 ± 1,728E-03	7,441E-02 ± 1,356E-01	5,887E-05 ± 7,827E-04	94,14	9,99 ± 0,51	22,53 ± 1,15
# 3	1,466E-04	3,660E-03 ± 1,356E-03	2,571E-01 ± 1,122E-01	-5,851E-04 ± 5,742E-04	90,27	10,03 ± 0,40	22,62 ± 0,90
# 4	2,540E-04	1,427E-03 ± 7,872E-04	1,364E-01 ± 6,286E-02	4,632E-04 ± 4,068E-04	96,44	11,42 ± 0,23	25,74 ± 0,52
# 5	4,966E-04	1,269E-03 ± 4,027E-04	6,700E-02 ± 3,068E-02	4,132E-04 ± 2,607E-04	97,07	12,43 ± 0,12	28,00 ± 0,27
# 6	5,341E-04	2,067E-03 ± 3,717E-04	4,761E-02 ± 3,046E-02	5,364E-04 ± 2,401E-04	95,26	12,29 ± 0,11	27,67 ± 0,25
# 7	6,923E-04	7,996E-04 ± 2,877E-04	3,872E-02 ± 2,219E-02	2,978E-04 ± 2,468E-04	98,20	12,87 ± 0,09	28,98 ± 0,20
# 8	7,004E-04	8,349E-04 ± 2,841E-04	2,034E-02 ± 2,216E-02	6,210E-04 ± 2,351E-04	98,12	12,84 ± 0,09	28,91 ± 0,19
# 9	9,422E-04	6,807E-04 ± 2,105E-04	3,100E-02 ± 1,652E-02	1,622E-04 ± 1,975E-04	98,44	12,68 ± 0,07	28,55 ± 0,15
# 10	6,708E-04	8,416E-04 ± 3,434E-04	2,289E-02 ± 4,212E-02	3,015E-04 ± 2,026E-04	98,06	12,60 ± 0,10	28,36 ± 0,23
# 11	4,343E-04	1,700E-03 ± 5,284E-04	2,894E-02 ± 6,333E-02	4,548E-04 ± 2,682E-04	96,11	12,41 ± 0,16	27,95 ± 0,35
# 12	2,675E-04	5,484E-04 ± 8,582E-04	1,714E-01 ± 1,020E-01	6,379E-04 ± 3,279E-04	98,73	12,61 ± 0,26	28,39 ± 0,57
# 13	3,774E-04	1,054E-03 ± 6,086E-04	1,441E-01 ± 7,187E-02	7,969E-04 ± 2,142E-04	97,44	11,84 ± 0,18	26,67 ± 0,41
# 14	3,099E-04	8,920E-03 ± 7,506E-04	2,277E-01 ± 9,057E-02	1,012E-03 ± 2,642E-04	78,98	9,91 ± 0,22	22,34 ± 0,50
# 15	6,712E-04	9,572E-03 ± 3,455E-04	2,758E-01 ± 4,201E-02	3,165E-04 ± 1,719E-04	77,04	9,49 ± 0,10	21,41 ± 0,23
Total	6,974E-03	2,640E-03 ± 1,179E-04	8,615E-02 ± 1,186E-02	4,094E-04 ± 6,875E-05	93,91	12,03 ± 0,04	27,10 ± 0,14

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N45.MS2	**TE43B**	(Date first run: 02-24-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1275E-02 ± .5275E-05		**mass (µg) = 406,00**	
# 1	7,090E-04	3,649E-03 ± 2,521E-04	3,304E-03 ± 3,609E-02	2,502E-04 ± 2,091E-04	91,34	11,37 ± 0,08	25,98 ± 0,18
# 2	8,341E-04	9,063E-04 ± 2,120E-04	-1,474E-03 ± 2,894E-02	2,396E-04 ± 1,744E-04	97,81	11,98 ± 0,07	27,36 ± 0,15
# 3	6,589E-04	5,482E-04 ± 2,699E-04	3,173E-02 ± 3,678E-02	6,202E-04 ± 2,063E-04	98,67	12,06 ± 0,08	27,53 ± 0,19
# 4	4,549E-04	7,147E-04 ± 3,906E-04	2,430E-02 ± 5,328E-02	3,587E-04 ± 2,685E-04	98,27	11,97 ± 0,12	27,34 ± 0,27
# 5	6,757E-04	1,174E-03 ± 2,609E-04	2,230E-02 ± 3,677E-02	6,131E-04 ± 2,154E-04	97,19	12,01 ± 0,08	27,42 ± 0,18
# 6	9,070E-04	1,344E-03 ± 1,956E-04	9,028E-03 ± 2,706E-02	4,015E-04 ± 1,787E-04	96,76	11,88 ± 0,06	27,12 ± 0,14
# 7	6,491E-04	3,252E-04 ± 2,715E-04	1,519E-02 ± 3,769E-02	4,835E-04 ± 1,906E-04	99,22	12,21 ± 0,08	27,88 ± 0,19
# 8	4,462E-04	6,571E-04 ± 3,963E-04	5,059E-02 ± 5,381E-02	2,111E-04 ± 2,710E-04	98,42	12,12 ± 0,12	27,67 ± 0,27
# 9	3,690E-04	1,093E-03 ± 4,839E-04	8,183E-02 ± 6,577E-02	5,078E-04 ± 3,270E-04	97,40	12,10 ± 0,14	27,63 ± 0,33
# 10	9,682E-04	5,073E-04 ± 1,835E-04	6,459E-02 ± 2,485E-02	3,438E-04 ± 1,750E-04	98,81	12,42 ± 0,06	28,36 ± 0,13
# 11	1,881E-04	5,485E-04 ± 9,226E-05	8,286E-02 ± 4,488E-02	4,329E-04 ± 3,153E-04	98,72	12,49 ± 0,04	28,50 ± 0,09
# 12	1,363E-04	2,913E-03 ± 2,216E-04	9,688E-02 ± 7,641E-02	1,189E-03 ± 4,217E-04	93,55	12,48 ± 0,08	28,48 ± 0,18
# 13	2,481E-04	7,353E-03 ± 9,847E-05	1,793E-01 ± 1,883E-02	1,300E-03 ± 3,383E-04	86,12	13,48 ± 0,04	30,76 ± 0,09
Total	7,244E-03	1,348E-03 ± 7,766E-05	3,517E-02 ± 1,085E-02	4,447E-04 ± 6,341E-05	96,81	12,09 ± 0,02	27,59 ± 0,13

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N46.MS2	**TE43C**	(Date first run: 02-24-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1274E-02 ± .5263E-05		**mass (µg) = 422,00**	
# 1	3,957E-04	4,859E-03 ± 3,804E-04	2,869E-02 ± 5,168E-02	6,365E-04 ± 3,367E-04	88,53	11,09 ± 0,12	25,30 ± 0,26
# 2	1,835E-04	2,282E-03 ± 8,158E-04	7,541E-02 ± 1,028E-01	7,619E-04 ± 6,656E-04	94,27	11,10 ± 0,25	25,33 ± 0,56
# 3	2,547E-04	3,061E-03 ± 5,882E-04	1,262E-01 ± 7,260E-02	5,497E-04 ± 4,787E-04	92,65	11,40 ± 0,18	26,00 ± 0,40
# 4	2,909E-04	2,856E-03 ± 5,167E-04	-8,983E-03 ± 6,514E-02	3,607E-04 ± 4,790E-04	93,10	11,39 ± 0,16	25,99 ± 0,35
# 5	4,969E-04	2,396E-03 ± 3,021E-04	4,823E-02 ± 3,945E-02	2,362E-04 ± 2,991E-04	94,25	11,61 ± 0,09	26,48 ± 0,21
# 6	5,170E-04	1,376E-03 ± 2,961E-04	3,407E-02 ± 4,116E-02	6,031E-04 ± 2,988E-04	96,70	11,90 ± 0,09	27,13 ± 0,21
# 7	5,751E-04	1,358E-03 ± 2,598E-04	4,154E-02 ± 3,433E-02	1,637E-04 ± 2,521E-04	96,71	11,79 ± 0,08	26,90 ± 0,18
# 8	4,869E-04	1,973E-03 ± 3,090E-04	5,010E-02 ± 4,086E-02	4,916E-04 ± 3,122E-04	95,27	11,74 ± 0,10	26,77 ± 0,22
# 9	6,099E-04	1,226E-03 ± 2,460E-04	3,427E-02 ± 3,117E-02	1,039E-04 ± 2,851E-04	97,04	11,89 ± 0,08	27,13 ± 0,17
# 10	6,744E-04	1,253E-03 ± 2,237E-04	3,724E-02 ± 3,030E-02	2,858E-04 ± 2,414E-04	97,02	12,04 ± 0,07	27,46 ± 0,16
# 11	7,578E-04	1,186E-03 ± 1,985E-04	-1,782E-02 ± 2,604E-02	4,924E-04 ± 2,358E-04	97,17	12,02 ± 0,06	27,41 ± 0,15
# 12	8,920E-04	1,210E-03 ± 5,969E-05	-1,070E-02 ± 1,901E-02	4,077E-04 ± 1,897E-04	97,13	12,10 ± 0,03	27,58 ± 0,06
# 13	3,622E-04	1,309E-03 ± 1,233E-04	4,176E-02 ± 4,694E-02	3,531E-04 ± 3,291E-04	96,92	12,16 ± 0,04	27,73 ± 0,10
# 14	3,243E-04	2,021E-03 ± 1,355E-04	4,274E-02 ± 5,258E-02	3,336E-04 ± 3,096E-04	95,32	12,15 ± 0,05	27,71 ± 0,10
# 15	2,285E-04	3,761E-03 ± 1,958E-04	7,091E-02 ± 6,831E-02	4,175E-04 ± 4,294E-04	91,33	11,71 ± 0,06	26,72 ± 0,14
# 16	1,169E-04	9,645E-03 ± 3,707E-04	2,000E-01 ± 1,490E-01	1,206E-03 ± 7,437E-04	78,88	10,65 ± 0,11	24,30 ± 0,26
# 17	1,330E-04	1,343E-02 ± 3,936E-04	1,635E-01 ± 1,368E-01	1,507E-03 ± 6,670E-04	71,70	10,06 ± 0,12	22,96 ± 0,27
Total	7,300E-03	2,201E-03 ± 7,016E-05	3,532E-02 ± 1,062E-02	4,199E-04 ± 7,793E-05	94,76	11,77 ± 0,02	26,85 ± 0,12

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N47.MS2	**TE74B**	(Date first run: 02-28-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1258E-02 ± .5135E-05		**mass (µg) = 382,00**	
# 1	3,911E-04	5,368E-03 ± 3,773E-04	1,270E-01 ± 3,263E-02	1,291E-04 ± 2,484E-04	88,15	11,80 ± 0,11	26,59 ± 0,25
# 2	1,900E-04	1,020E-03 ± 7,684E-04	1,942E-01 ± 7,243E-02	8,446E-04 ± 4,290E-04	97,29	10,83 ± 0,23	24,42 ± 0,51
# 3	2,855E-04	1,839E-03 ± 5,152E-04	6,273E-02 ± 5,043E-02	6,576E-04 ± 3,381E-04	95,68	12,03 ± 0,15	27,10 ± 0,34
# 4	3,268E-04	9,464E-04 ± 4,489E-04	3,328E-02 ± 3,937E-02	1,141E-03 ± 3,255E-04	97,85	12,76 ± 0,14	28,72 ± 0,30
# 5	1,102E-03	6,577E-04 ± 1,325E-04	1,684E-02 ± 1,212E-02	2,623E-04 ± 1,805E-04	98,56	13,31 ± 0,04	29,95 ± 0,10
# 6	8,779E-04	5,361E-04 ± 7,918E-05	2,765E-02 ± 2,739E-02	3,063E-04 ± 1,715E-04	98,81	13,10 ± 0,03	29,49 ± 0,07
# 7	6,370E-04	4,454E-04 ± 1,098E-04	4,408E-02 ± 3,911E-02	2,027E-04 ± 1,790E-04	98,99	12,91 ± 0,04	29,06 ± 0,08
# 8	3,927E-04	6,751E-04 ± 1,693E-04	5,028E-02 ± 6,075E-02	2,814E-04 ± 2,514E-04	98,47	12,84 ± 0,06	28,90 ± 0,13
# 9	3,861E-04	5,116E-04 ± 1,749E-04	1,269E-02 ± 6,247E-02	-1,052E-05 ± 2,702E-04	98,83	12,74 ± 0,06	28,69 ± 0,13
# 10	4,660E-04	8,273E-04 ± 1,449E-04	3,339E-02 ± 5,237E-02	2,437E-04 ± 2,330E-04	98,09	12,56 ± 0,05	28,29 ± 0,11
# 11	4,211E-04	8,262E-04 ± 1,612E-04	3,531E-02 ± 6,171E-02	3,935E-04 ± 2,695E-04	98,03	12,14 ± 0,05	27,35 ± 0,12
# 12	2,152E-04	1,546E-03 ± 3,239E-04	1,609E-01 ± 1,182E-01	2,311E-05 ± 3,492E-04	96,24	11,70 ± 0,10	26,35 ± 0,23
# 13	2,371E-04	1,079E-02 ± 2,894E-04	2,648E-01 ± 1,013E-01	3,056E-04 ± 3,514E-04	78,33	11,53 ± 0,09	25,98 ± 0,20
# 14	1,030E-03	2,928E-03 ± 6,604E-05	2,344E-01 ± 2,902E-02	6,888E-04 ± 1,736E-04	93,41	12,25 ± 0,03	27,60 ± 0,07
Total	6,958E-03	1,683E-03 ± 5,559E-05	8,337E-02 ± 1,171E-02	3,781E-04 ± 6,456E-05	96,19	12,57 ± 0,02	28,30 ± 0,12

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N48.MS2	**TE77C**	(Date first run: 02-28-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1256E-02 ± .5118E-05		**mass (µg) = 426,00**	
# 1	4,595E-04	2,416E-03 ± 4,297E-04	5,979E-02 ± 4,576E-02	8,843E-04 ± 3,707E-04	94,50	12,26 ± 0,13	27,57 ± 0,29
# 2	2,916E-04	2,387E-03 ± 6,799E-04	8,770E-02 ± 6,889E-02	5,659E-04 ± 5,309E-04	94,28	11,63 ± 0,20	26,16 ± 0,45
# 3	3,400E-04	7,840E-04 ± 5,803E-04	1,068E-01 ± 5,709E-02	7,759E-04 ± 4,776E-04	98,14	12,22 ± 0,17	27,47 ± 0,39
# 4	6,570E-04	9,351E-04 ± 3,002E-04	1,165E-02 ± 3,005E-02	-8,885E-05 ± 2,591E-04	97,85	12,57 ± 0,09	28,25 ± 0,21
# 5	8,633E-04	7,971E-04 ± 2,283E-04	3,349E-02 ± 2,359E-02	1,256E-04 ± 2,434E-04	98,18	12,73 ± 0,07	28,61 ± 0,16
# 6	1,159E-03	4,608E-04 ± 1,272E-04	-9,467E-04 ± 1,192E-02	2,384E-04 ± 1,509E-04	98,97	13,04 ± 0,05	29,31 ± 0,10
# 7	5,361E-04	5,663E-04 ± 2,768E-04	1,127E-02 ± 2,908E-02	4,181E-04 ± 2,014E-04	98,74	13,10 ± 0,08	29,44 ± 0,19
# 8	3,733E-04	4,726E-04 ± 3,966E-04	1,549E-02 ± 3,889E-02	4,840E-04 ± 1,949E-04	98,95	13,21 ± 0,12	29,69 ± 0,27
# 9	3,292E-04	6,522E-04 ± 4,492E-04	2,286E-02 ± 4,389E-02	4,850E-04 ± 2,513E-04	98,56	13,16 ± 0,14	29,58 ± 0,30
# 10	4,006E-04	6,169E-04 ± 3,705E-04	2,248E-02 ± 3,935E-02	5,469E-04 ± 1,976E-04	98,64	13,27 ± 0,11	29,81 ± 0,25
# 11	8,128E-04	6,623E-04 ± 1,828E-04	1,141E-02 ± 2,068E-02	6,407E-06 ± 1,943E-04	98,55	13,29 ± 0,06	29,87 ± 0,13
# 12	5,046E-04	2,268E-04 ± 2,966E-04	6,417E-03 ± 2,595E-02	3,147E-04 ± 2,146E-04	99,51	13,48 ± 0,09	30,29 ± 0,20
# 13	3,372E-04	5,563E-04 ± 4,408E-04	1,433E-02 ± 4,130E-02	6,419E-04 ± 2,971E-04	98,82	13,73 ± 0,13	30,84 ± 0,29
# 14	7,484E-04	6,356E-04 ± 1,978E-04	5,671E-02 ± 1,722E-02	1,483E-04 ± 2,097E-04	98,66	13,88 ± 0,06	31,17 ± 0,14
Total	7,813E-03	7,894E-04 ± 8,024E-05	2,726E-02 ± 8,037E-03	3,119E-04 ± 6,827E-05	98,24	13,03 ± 0,02	29,27 ± 0,13

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N49.MS2	**TE62B**	(Date first run: 03-01-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1260E-02 ± .5149E-05		**mass (µg) = 278,00**	
# 1	3,309E-04	7,141E-03 ± 3,542E-04	1,226E-01 ± 3,058E-02	8,039E-04 ± 2,769E-04	88,41	16,09 ± 0,11	36,20 ± 0,24
# 2	1,671E-04	4,577E-03 ± 7,148E-04	1,197E-01 ± 6,070E-02	2,705E-04 ± 4,700E-04	91,85	15,24 ± 0,21	34,30 ± 0,48
# 3	5,799E-04	1,690E-03 ± 2,062E-04	-2,365E-02 ± 1,152E-02	2,899E-04 ± 2,032E-04	97,05	16,45 ± 0,07	36,99 ± 0,15
# 4	6,684E-04	1,383E-03 ± 5,359E-05	1,247E-02 ± 2,679E-02	2,699E-04 ± 2,332E-04	97,62	16,75 ± 0,03	37,68 ± 0,08
# 5	2,927E-04	1,606E-03 ± 1,123E-04	3,877E-02 ± 6,035E-02	2,331E-04 ± 3,629E-04	97,26	16,83 ± 0,06	37,85 ± 0,14
# 6	3,259E-04	1,161E-03 ± 9,056E-05	2,806E-02 ± 5,288E-02	1,044E-03 ± 3,155E-04	98,02	17,00 ± 0,05	38,22 ± 0,10
# 7	4,027E-04	1,255E-03 ± 8,825E-05	6,142E-03 ± 4,244E-02	2,211E-04 ± 2,965E-04	97,86	16,92 ± 0,04	38,04 ± 0,08
# 8	2,966E-04	1,398E-03 ± 1,102E-04	2,344E-02 ± 6,406E-02	6,413E-04 ± 3,643E-04	97,61	16,90 ± 0,05	38,00 ± 0,12
# 9	1,270E-03	1,218E-03 ± 5,077E-05	1,212E-02 ± 1,320E-02	5,861E-04 ± 1,804E-04	98,02	17,78 ± 0,04	39,95 ± 0,08
# 10	1,321E-04	2,667E-03 ± 2,181E-04	4,181E-02 ± 1,374E-01	8,950E-04 ± 6,538E-04	95,69	17,52 ± 0,09	39,38 ± 0,21
# 11	8,796E-05	1,036E-02 ± 3,942E-04	3,585E-01 ± 2,027E-01	1,116E-03 ± 1,065E-03	84,27	16,40 ± 0,13	36,89 ± 0,29
# 12	7,408E-04	2,710E-03 ± 5,543E-05	-1,118E-02 ± 2,423E-02	5,039E-04 ± 2,213E-04	95,84	18,47 ± 0,04	41,49 ± 0,10
Total	5,296E-03	2,194E-03 ± 4,458E-05	2,441E-02 ± 1,049E-02	5,064E-04 ± 8,364E-05	96,36	17,17 ± 0,02	38,60 ± 0,16

Step #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N50.MS2	**TE86x**	(Date first run: 03-03-2017; irradiation length: 5.00 hours)		J = .1242E-02 ± .5008E-05		**mass (µg) = 370,00**	
# 1	2,754E-04	2,713E-03 ± 3,194E-04	4,658E-02 ± 7,752E-02	-2,378E-05 ± 2,447E-04	93,89	12,32 ± 0,10	27,39 ± 0,22
# 2	2,746E-04	2,893E-03 ± 3,209E-04	-1,465E-01 ± 8,247E-02	4,057E-04 ± 3,054E-04	93,52	12,33 ± 0,10	27,42 ± 0,22
# 3	1,198E-03	1,121E-03 ± 7,330E-05	-1,181E-02 ± 1,833E-02	4,436E-04 ± 1,557E-04	97,51	12,97 ± 0,03	28,82 ± 0,06
# 4	7,569E-04	5,311E-04 ± 1,187E-04	-2,087E-02 ± 2,828E-02	4,272E-04 ± 1,824E-04	98,81	13,07 ± 0,04	29,04 ± 0,09
# 5	4,710E-04	6,848E-04 ± 1,855E-04	2,053E-02 ± 4,752E-02	3,284E-04 ± 2,086E-04	98,46	12,96 ± 0,06	28,81 ± 0,13
# 6	3,627E-04	1,165E-03 ± 2,473E-04	1,848E-02 ± 5,848E-02	1,544E-04 ± 2,666E-04	97,40	12,91 ± 0,08	28,70 ± 0,17
# 7	4,157E-04	1,004E-03 ± 2,235E-04	1,266E-02 ± 5,369E-02	4,309E-04 ± 2,277E-04	97,77	13,03 ± 0,07	28,96 ± 0,15
# 8	2,899E-04	1,800E-03 ± 3,065E-04	-1,115E-01 ± 7,550E-02	3,892E-05 ± 2,865E-04	96,03	12,86 ± 0,09	28,60 ± 0,21
# 9	3,223E-04	3,014E-04 ± 2,803E-04	-9,931E-02 ± 6,916E-02	2,841E-04 ± 2,220E-04	99,34	13,42 ± 0,09	29,82 ± 0,19
# 10	3,014E-04	1,895E-03 ± 2,865E-04	3,076E-02 ± 7,269E-02	5,008E-05 ± 2,250E-04	95,91	13,13 ± 0,09	29,19 ± 0,20
# 11	1,735E-04	1,762E-03 ± 1,289E-04	3,345E-02 ± 1,059E-01	-5,258E-05 ± 2,226E-04	96,23	13,29 ± 0,05	29,53 ± 0,11
# 12	1,748E-04	3,833E-03 ± 1,266E-04	6,736E-02 ± 1,163E-01	1,956E-04 ± 3,353E-04	93,14	15,38 ± 0,05	34,15 ± 0,11
# 13	1,073E-04	3,820E-03 ± 1,886E-04	-1,162E-01 ± 1,885E-01	7,732E-04 ± 3,938E-04	94,73	20,29 ± 0,08	44,91 ± 0,18
Total	5,123E-03	1,371E-03 ± 5,538E-05	-1,672E-02 ± 1,509E-02	3,075E-04 ± 6,668E-05	97,02	13,19 ± 0,02	29,32 ± 0,12

5.2.2 Datations *in situ*

Les données sont triées par numéro d'analyse sous la forme Nxx.MS1 (numéro d'analyse XX sur le spectromètre n°1), une analyse correspondant à une section polie. Le numéro d'échantillon est indiqué directement à droite. Pour un échantillon, les différentes lignes représentent les différentes analyses ponctuelles.

Spot #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Ar*	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N64.MS1	TE77C	(date first run: 05-16-2017; irradiation length: 5.00 hours)					
# 1	2,512E-05	1,682E-03 ± 6,068E-04	5,893E-01 ± 4,490E-01	1,726E-03 ± 8,462E-04	96,67	14,42 ± 0,20	33,64 ± 0,46
# 2	8,822E-05	1,428E-03 ± 1,449E-04	1,364E-01 ± 1,303E-01	4,422E-04 ± 3,968E-04	97,14	14,31 ± 0,07	33,40 ± 0,15
# 3	2,160E-05	3,062E-03 ± 5,410E-04	-1,536E-01 ± 5,050E-01	-3,909E-04 ± 1,042E-03	93,68	13,42 ± 0,20	31,32 ± 0,46
# 4	8,285E-05	2,244E-03 ± 1,731E-04	-1,327E-01 ± 1,316E-01	1,091E-03 ± 3,533E-04	95,25	13,29 ± 0,06	31,04 ± 0,14
# 5	2,121E-05	3,979E-03 ± 6,911E-04	2,314E-01 ± 5,487E-01	-1,729E-03 ± 9,059E-04	92,16	13,82 ± 0,24	32,19 ± 0,56
# 6	8,049E-05	1,787E-03 ± 1,990E-04	-2,195E-02 ± 1,385E-01	8,924E-04 ± 3,763E-04	95,75	11,91 ± 0,07	27,78 ± 0,16
# 7	7,668E-05	1,607E-03 ± 1,472E-04	-2,240E-04 ± 1,460E-01	6,827E-04 ± 4,469E-04	96,20	12,03 ± 0,07	28,07 ± 0,16
# 8	1,527E-05	9,075E-03 ± 1,495E-03	-9,336E-01 ± 8,681E-01	-1,364E-04 ± 1,587E-03	81,08	11,49 ± 0,46	26,81 ± 1,06
# 9	2,575E-05	3,489E-03 ± 7,341E-04	5,333E-01 ± 5,674E-01	1,285E-03 ± 1,216E-03	91,94	11,77 ± 0,23	27,44 ± 0,53
# 10	2,444E-05	1,728E-03 ± 7,706E-04	1,953E-01 ± 5,401E-01	1,134E-04 ± 1,052E-03	96,04	12,38 ± 0,25	28,86 ± 0,58
# 11	2,509E-05	2,160E-03 ± 7,716E-04	1,099E-01 ± 5,310E-01	-9,872E-04 ± 9,095E-04	95,24	12,76 ± 0,25	29,74 ± 0,57
# 12	2,419E-05	3,477E-03 ± 9,080E-04	-8,346E-02 ± 5,591E-01	2,546E-04 ± 8,168E-04	92,62	12,90 ± 0,29	30,07 ± 0,66
# 13	2,149E-05	5,483E-03 ± 9,394E-04	-8,843E-02 ± 6,340E-01	3,225E-04 ± 1,109E-03	87,62	11,47 ± 0,31	26,75 ± 0,72
# 14	2,527E-05	3,492E-03 ± 8,111E-04	7,790E-02 ± 5,198E-01	-1,211E-03 ± 7,638E-04	91,98	11,83 ± 0,26	27,59 ± 0,59
# 15	8,841E-05	1,974E-03 ± 2,466E-04	7,436E-02 ± 1,508E-01	5,978E-05 ± 4,153E-04	95,29	11,81 ± 0,08	27,51 ± 0,19
# 16	8,205E-05	2,003E-03 ± 2,459E-04	-1,418E-02 ± 1,564E-01	-7,281E-04 ± 4,374E-04	95,58	12,80 ± 0,09	29,80 ± 0,21
# 17	8,293E-05	1,595E-03 ± 2,636E-04	-1,145E-01 ± 1,564E-01	-3,250E-06 ± 3,903E-04	96,70	13,83 ± 0,09	32,18 ± 0,21
# 18	4,382E-05	1,463E-03 ± 4,495E-04	2,836E-01 ± 3,074E-01	3,609E-04 ± 7,691E-04	96,49	11,87 ± 0,14	27,65 ± 0,33
# 19	8,657E-05	1,229E-03 ± 2,190E-04	2,942E-02 ± 1,529E-01	4,874E-04 ± 4,926E-04	97,36	13,41 ± 0,08	31,20 ± 0,19
# 20	5,757E-05	3,244E-03 ± 3,273E-04	-2,073E-01 ± 2,322E-01	5,480E-04 ± 5,710E-04	93,01	12,76 ± 0,11	29,76 ± 0,24
# 21	7,200E-05	1,930E-03 ± 2,520E-04	1,687E-01 ± 1,561E-01	-5,693E-04 ± 3,164E-04	95,61	12,44 ± 0,09	29,01 ± 0,20
# 22	1,554E-05	4,659E-03 ± 1,220E-03	3,729E-01 ± 6,776E-01	-2,087E-03 ± 1,221E-03	90,15	12,60 ± 0,37	29,29 ± 0,86
# 23	1,408E-05	7,376E-03 ± 1,349E-03	-1,187E+00 ± 7,506E-01	-2,627E-03 ± 1,116E-03	84,35	11,74 ± 0,43	27,33 ± 0,98
# 24	1,156E-05	1,200E-02 ± 1,681E-03	-1,310E+00 ± 9,718E-01	-3,658E-03 ± 1,792E-03	78,49	12,94 ± 0,51	30,08 ± 1,18
# 25	5,651E-05	3,572E-03 ± 3,821E-04	-1,933E-01 ± 1,925E-01	-2,768E-04 ± 4,994E-04	92,68	13,36 ± 0,12	31,05 ± 0,28
# 26	3,483E-05	6,579E-03 ± 5,479E-04	-6,150E-02 ± 3,069E-01	-7,950E-04 ± 9,291E-04	86,18	12,12 ± 0,17	28,20 ± 0,39
# 27	1,357E-05	7,135E-03 ± 1,375E-03	-7,720E-01 ± 8,082E-01	-1,335E-03 ± 1,257E-03	84,29	11,31 ± 0,42	26,33 ± 0,97
# 28	1,804E-05	8,342E-03 ± 1,081E-03	-4,713E-01 ± 6,354E-01	-1,212E-03 ± 9,909E-04	82,68	11,77 ± 0,34	27,38 ± 0,78
# 29	7,263E-05	2,428E-03 ± 2,594E-04	8,738E-02 ± 1,560E-01	-4,098E-04 ± 4,704E-04	94,67	12,73 ± 0,09	29,60 ± 0,22
# 30	1,935E-05	3,594E-03 ± 1,077E-03	5,181E-02 ± 5,898E-01	-1,318E-03 ± 8,670E-04	91,95	12,12 ± 0,34	28,20 ± 0,78
# 31	6,879E-05	2,903E-03 ± 2,740E-04	-1,957E-01 ± 1,746E-01	1,282E-04 ± 2,947E-04	93,52	12,38 ± 0,09	28,79 ± 0,22
# 32	2,549E-05	4,394E-03 ± 7,104E-04	-1,051E+00 ± 4,644E-01	-1,093E-03 ± 9,201E-04	90,16	11,89 ± 0,22	27,72 ± 0,51
# 33	8,780E-06	1,099E-02 ± 2,618E-03	1,448E-01 ± 1,238E+00	-5,093E-03 ± 2,550E-03	78,18	11,63 ± 0,88	27,08 ± 2,04
# 34	8,516E-06	7,632E-03 ± 2,816E-03	-1,095E+00 ± 1,262E+00	-6,685E-04 ± 2,670E-03	84,50	12,30 ± 0,94	28,61 ± 2,17
# 35	9,524E-06	7,118E-03 ± 2,525E-03	3,879E-01 ± 1,144E+00	-3,372E-03 ± 2,256E-03	83,53	10,67 ± 0,84	24,85 ± 1,94
# 36	1,538E-05	3,682E-03 ± 1,543E-03	4,697E-01 ± 7,130E-01	-1,236E-03 ± 1,650E-03	91,03	11,04 ± 0,52	25,72 ± 1,21
# 37	8,196E-06	1,159E-02 ± 2,845E-03	8,066E-01 ± 1,324E+00	-2,728E-04 ± 2,626E-03	77,00	11,47 ± 0,96	26,71 ± 2,22
# 38	4,672E-05	2,863E-03 ± 5,255E-04	-6,000E-02 ± 2,283E-01	8,823E-04 ± 6,840E-04	93,95	13,13 ± 0,18	30,52 ± 0,41
# 39	3,955E-05	2,889E-03 ± 6,027E-04	1,130E-01 ± 2,949E-01	-1,069E-03 ± 6,795E-04	93,51	12,29 ± 0,21	28,60 ± 0,48
# 40	4,791E-05	3,350E-03 ± 4,874E-04	1,798E-01 ± 2,371E-01	7,703E-04 ± 6,173E-04	92,65	12,48 ± 0,18	29,03 ± 0,40
# 41	5,639E-05	2,845E-03 ± 4,266E-04	-1,561E-01 ± 1,875E-01	4,218E-04 ± 5,473E-04	93,52	12,13 ± 0,15	28,24 ± 0,34
# 42	1,721E-05	6,263E-03 ± 1,361E-03	-1,220E-01 ± 6,363E-01	-9,309E-04 ± 1,249E-03	86,89	12,26 ± 0,46	28,57 ± 1,05
# 43	1,044E-05	7,159E-03 ± 1,872E-03	-1,461E+00 ± 1,116E+00	-3,287E-03 ± 1,752E-03	86,74	13,84 ± 0,59	32,21 ± 1,36
# 44	1,951E-05	8,067E-03 ± 9,324E-04	-1,162E-01 ± 5,584E-01	5,446E-06 ± 1,073E-03	83,05	11,68 ± 0,29	27,19 ± 0,66
# 45	8,844E-06	1,253E-02 ± 2,286E-03	1,260E+00 ± 1,324E+00	-1,477E-03 ± 2,161E-03	73,30	10,16 ± 0,70	23,68 ± 1,62
# 46	4,919E-05	3,220E-03 ± 3,734E-04	9,176E-02 ± 2,370E-01	1,825E-04 ± 5,684E-04	93,09	12,82 ± 0,13	29,82 ± 0,30
# 47	2,614E-05	5,792E-03 ± 8,017E-04	-2,535E-01 ± 4,395E-01	-1,283E-03 ± 8,654E-04	88,33	12,95 ± 0,25	30,16 ± 0,57
# 48	3,229E-05	5,171E-03 ± 6,023E-04	1,567E-01 ± 3,707E-01	-3,729E-05 ± 7,839E-04	89,47	12,99 ± 0,19	30,24 ± 0,45
# 49	5,095E-05	1,256E-03 ± 4,181E-04	-1,992E-01 ± 2,251E-01	5,715E-04 ± 6,328E-04	97,09	12,38 ± 0,14	28,86 ± 0,32
# 50	1,860E-05	3,780E-03 ± 1,014E-03	-1,354E-01 ± 6,106E-01	1,670E-03 ± 1,121E-03	92,50	13,77 ± 0,32	32,08 ± 0,74
# 51	3,516E-05	3,364E-03 ± 5,793E-04	-1,992E-01 ± 3,246E-01	2,543E-04 ± 6,063E-04	92,66	12,55 ± 0,19	29,26 ± 0,43
# 52	3,190E-05	4,032E-03 ± 6,109E-04	1,166E-01 ± 3,635E-01	-9,197E-04 ± 7,588E-04	90,89	11,89 ± 0,20	27,73 ± 0,46
# 53	8,941E-05	1,851E-03 ± 1,600E-04	-8,003E-02 ± 9,771E-02	-6,200E-04 ± 5,574E-04	95,82	12,52 ± 0,07	29,16 ± 0,16
# 54	7,970E-05	1,903E-03 ± 1,869E-04	-3,078E-02 ± 1,032E-01	6,271E-04 ± 5,255E-04	95,64	12,34 ± 0,08	28,74 ± 0,18
# 55	1,603E-05	6,506E-03 ± 9,384E-04	-2,028E-01 ± 4,932E-01	-2,287E-03 ± 1,492E-03	85,48	11,32 ± 0,31	26,38 ± 0,72
# 56	1,690E-05	6,214E-03 ± 1,061E-03	1,615E-01 ± 4,787E-01	-2,123E-03 ± 1,455E-03	86,31	11,58 ± 0,34	26,98 ± 0,79
# 57	3,171E-05	5,824E-03 ± 5,726E-04	4,484E-01 ± 2,519E-01	1,827E-04 ± 7,925E-04	88,13	12,77 ± 0,19	29,77 ± 0,44
# 58	6,674E-05	3,124E-03 ± 2,905E-04	-7,385E-02 ± 1,259E-01	1,476E-04 ± 5,042E-04	92,84	11,97 ± 0,10	27,92 ± 0,23
# 59	9,922E-05	1,882E-03 ± 1,500E-04	-1,185E-02 ± 8,198E-02	-6,730E-04 ± 4,084E-04	95,55	11,94 ± 0,06	27,91 ± 0,13
# 60	8,256E-05	5,285E-03 ± 2,318E-04	1,395E-01 ± 9,913E-02	1,147E-04 ± 3,332E-04	88,38	11,87 ± 0,08	27,75 ± 0,19
# 61	6,400E-05	2,682E-03 ± 2,725E-04	1,780E-02 ± 1,225E-01	-1,687E-04 ± 5,443E-04	93,84	12,07 ± 0,09	28,21 ± 0,22
# 62	8,255E-05	1,767E-03 ± 1,873E-04	8,466E-02 ± 9,851E-02	1,471E-03 ± 5,597E-04	96,20	13,24 ± 0,07	31,08 ± 0,16
# 63	8,264E-05	2,050E-03 ± 1,835E-04	1,032E-01 ± 9,620E-02	-5,170E-04 ± 4,788E-04	95,90	14,16 ± 0,07	33,22 ± 0,17
# 64	5,404E-05	1,973E-03 ± 2,993E-04	8,201E-02 ± 1,628E-01	-3,622E-04 ± 4,583E-04	95,73	13,08 ± 0,10	30,71 ± 0,24
# 65	5,359E-05	1,784E-03 ± 3,389E-04	-1,537E-02 ± 1,641E-01	7,636E-05 ± 5,372E-04	96,12	13,06 ± 0,12	30,54 ± 0,29
# 66	8,852E-05	1,934E-03 ± 2,106E-04	-3,256E-02 ± 1,268E-01	1,784E-04 ± 4,248E-04	95,77	12,94 ± 0,07	30,40 ± 0,16
# 67	3,383E-05	1,286E-03 ± 6,719E-04	8,980E-02 ± 4,785E-01	9,801E-04 ± 8,907E-04	97,20	13,17 ± 0,20	30,68 ± 0,47
# 68	3,550E-05	1,865E-03 ± 6,672E-04	-3,252E-01 ± 4,628E-01	9,857E-04 ± 9,419E-04	95,91	12,94 ± 0,22	30,14 ± 0,50
# 69	3,771E-05	2,433E-03 ± 6,235E-04	2,470E-01 ± 4,622E-01	2,544E-04 ± 8,303E-04	94,80	13,10 ± 0,20	30,51 ± 0,46
# 70	1,031E-05	6,218E-03 ± 2,290E-03	-2,078E+00 ± 1,409E+00	-1,417E-03 ± 2,539E-03	86,48	11,75 ± 0,69	27,40 ± 1,60
# 71	2,883E-05	3,080E-03 ± 8,002E-04	-5,541E-01 ± 6,817E-01	8,659E-04 ± 8,974E-04	92,83	11,79 ± 0,25	27,49 ± 0,57
# 72	2,882E-05	1,999E-03 ± 7,989E-04	3,500E-02 ± 6,474E-01	-1,042E-03 ± 9,903E-04	95,43	12,35 ± 0,26	28,77 ± 0,60
# 73	1,162E-05	3,593E-03 ± 2,045E-03	-2,002E+00 ± 1,502E+00	2,685E-03 ± 2,387E-03	93,15	14,43 ± 0,62	33,60 ± 1,44
# 74	4,188E-05	2,162E-03 ± 5,328E-04	-6,701E-01 ± 3,740E-01	-7,197E-04 ± 6,270E-04	95,03	12,21 ± 0,17	28,46 ± 0,39

Spot #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Ar*	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N65.MS1	TE62B	(Date first run: 05-16-2017; irradiation length: 5.00 hours)					
# 1	4,330E-05	4,894E-03 ± 6,757E-04	3,641E-01 ± 2,122E-01	-1,461E-03 ± 7,537E-04	91,61	15,80 ± 0,28	36,63 ± 0,64
# 2	1,700E-05	2,744E-03 ± 1,736E-03	5,838E-01 ± 5,342E-01	2,429E-03 ± 1,760E-03	95,31	16,49 ± 0,72	38,23 ± 1,64
# 3	3,561E-05	2,902E-03 ± 8,432E-04	-1,263E-01 ± 2,795E-01	-2,918E-04 ± 8,536E-04	95,20	16,99 ± 0,34	39,37 ± 0,79
# 4	3,045E-05	3,245E-03 ± 9,948E-04	-1,164E-01 ± 2,931E-01	-9,765E-04 ± 8,125E-04	94,84	17,63 ± 0,41	40,82 ± 0,94
# 5	3,631E-05	2,415E-03 ± 8,246E-04	-3,573E-01 ± 2,357E-01	8,267E-04 ± 8,135E-04	96,04	17,30 ± 0,34	40,08 ± 0,79
# 6	4,187E-05	1,396E-03 ± 6,969E-04	-3,998E-01 ± 1,997E-01	-1,024E-03 ± 7,535E-04	97,56	16,50 ± 0,30	38,24 ± 0,69
# 7	4,774E-05	1,374E-03 ± 6,255E-04	-9,994E-02 ± 1,765E-01	9,435E-05 ± 7,004E-04	97,76	17,70 ± 0,27	41,02 ± 0,63
# 8	4,571E-05	2,759E-03 ± 6,662E-04	-2,283E-01 ± 1,818E-01	1,252E-04 ± 5,624E-04	95,48	17,22 ± 0,27	39,92 ± 0,62
# 9	4,742E-05	2,737E-03 ± 6,315E-04	-2,670E-01 ± 1,809E-01	3,690E-04 ± 7,522E-04	95,50	17,16 ± 0,27	39,79 ± 0,61
# 10	2,253E-05	4,255E-03 ± 1,308E-03	-4,430E-01 ± 3,731E-01	-2,156E-03 ± 9,839E-04	92,81	16,24 ± 0,54	37,67 ± 1,25
# 11	1,951E-05	5,136E-03 ± 1,560E-03	5,322E-02 ± 4,317E-01	-6,734E-04 ± 1,155E-03	90,99	15,33 ± 0,63	35,59 ± 1,46
# 12	1,816E-05	6,117E-03 ± 1,665E-03	-3,898E-01 ± 5,183E-01	-1,900E-04 ± 1,520E-03	89,42	15,28 ± 0,68	35,48 ± 1,56
# 13	6,941E-05	4,892E-03 ± 4,494E-04	-2,066E-01 ± 1,366E-01	-6,550E-04 ± 4,765E-04	91,55	15,66 ± 0,19	36,32 ± 0,43
# 14	2,259E-05	2,268E-03 ± 1,755E-03	-6,164E-02 ± 5,430E-01	2,572E-03 ± 8,615E-04	96,13	16,64 ± 0,70	38,56 ± 1,62
# 15	2,172E-05	3,825E-03 ± 1,832E-03	4,874E-02 ± 5,695E-01	2,010E-03 ± 8,703E-04	93,28	15,69 ± 0,73	36,39 ± 1,68
# 16	1,521E-05	1,052E-02 ± 2,608E-03	5,753E-02 ± 8,618E-01	-1,434E-03 ± 1,472E-03	83,83	16,12 ± 1,04	37,36 ± 2,38
# 17	8,687E-05	3,128E-03 ± 4,870E-04	7,536E-02 ± 1,340E-01	-5,962E-04 ± 3,140E-04	94,50	15,87 ± 0,20	36,80 ± 0,45
# 18	4,932E-05	2,482E-03 ± 8,129E-04	2,116E-01 ± 2,480E-01	-6,698E-04 ± 4,805E-04	95,67	16,21 ± 0,32	37,61 ± 0,74
# 19	2,200E-05	1,546E-03 ± 1,854E-03	-1,663E-01 ± 5,579E-01	5,013E-05 ± 9,635E-04	97,23	16,03 ± 0,75	37,20 ± 1,71
# 20	4,608E-05	2,259E-03 ± 8,734E-04	8,506E-02 ± 2,790E-01	-1,056E-03 ± 5,623E-04	96,16	16,71 ± 0,35	38,76 ± 0,81
# 21	2,392E-05	1,967E-03 ± 7,757E-04	7,450E-01 ± 5,107E-01	-9,261E-05 ± 1,216E-03	96,79	17,52 ± 0,27	40,63 ± 0,61
# 22	4,842E-05	2,199E-03 ± 4,011E-04	2,433E-01 ± 2,534E-01	6,264E-04 ± 5,962E-04	96,26	16,75 ± 0,14	38,85 ± 0,32
# 23	2,147E-05	3,416E-03 ± 9,911E-04	-3,627E-01 ± 6,156E-01	-5,818E-04 ± 1,374E-03	94,18	16,33 ± 0,32	37,90 ± 0,72
# 24	3,927E-05	2,364E-03 ± 4,248E-04	-3,654E-01 ± 3,111E-01	3,434E-04 ± 7,216E-04	95,98	16,69 ± 0,16	38,73 ± 0,37
# 25	2,206E-05	4,122E-03 ± 8,180E-04	-4,321E-01 ± 5,276E-01	-1,434E-03 ± 1,252E-03	92,78	15,65 ± 0,27	36,33 ± 0,63
# 26	2,094E-05	2,400E-03 ± 8,475E-04	-1,647E-01 ± 5,865E-01	-5,057E-04 ± 1,310E-03	95,90	16,60 ± 0,28	38,51 ± 0,63
# 27	2,082E-05	3,310E-03 ± 8,281E-04	-6,137E-02 ± 6,101E-01	8,709E-04 ± 1,341E-03	94,29	16,14 ± 0,28	37,45 ± 0,63
# 28	7,921E-05	1,675E-03 ± 2,098E-04	-1,229E-01 ± 1,576E-01	-1,699E-05 ± 4,117E-04	97,07	16,39 ± 0,07	38,03 ± 0,17
# 29	7,613E-05	2,005E-03 ± 2,527E-04	-1,935E-01 ± 1,540E-01	-8,099E-04 ± 4,518E-04	96,52	16,44 ± 0,09	38,15 ± 0,22
# 30	1,931E-05	5,297E-03 ± 9,039E-04	3,734E-01 ± 6,800E-01	-7,212E-04 ± 1,442E-03	90,99	15,81 ± 0,30	36,70 ± 0,70
# 31	1,842E-05	5,675E-03 ± 9,292E-04	4,329E-02 ± 6,533E-01	-1,259E-05 ± 1,683E-03	90,65	16,26 ± 0,30	37,73 ± 0,69
# 32	1,834E-05	5,774E-03 ± 9,345E-04	-3,731E-01 ± 6,774E-01	1,300E-04 ± 1,516E-03	90,04	15,42 ± 0,31	35,81 ± 0,72
# 33	1,375E-05	9,207E-03 ± 1,326E-03	-2,334E-01 ± 9,702E-01	-1,345E-03 ± 1,910E-03	85,59	16,16 ± 0,42	37,56 ± 0,97
# 34	1,590E-05	2,085E-03 ± 1,169E-03	7,982E-01 ± 8,178E-01	-1,104E-04 ± 1,523E-03	96,36	16,32 ± 0,39	37,93 ± 0,90
# 35	3,399E-05	1,405E-03 ± 5,309E-04	4,909E-01 ± 4,065E-01	1,623E-03 ± 8,477E-04	97,51	16,24 ± 0,19	37,68 ± 0,43
# 36	2,073E-05	3,271E-03 ± 9,369E-04	4,267E-01 ± 6,118E-01	1,644E-03 ± 9,832E-04	94,16	15,59 ± 0,30	36,18 ± 0,70
# 37	3,394E-05	2,717E-03 ± 5,439E-04	-7,676E-02 ± 3,726E-01	-3,606E-04 ± 7,791E-04	95,49	16,98 ± 0,19	39,38 ± 0,42
# 38	1,540E-05	5,813E-03 ± 1,127E-03	-2,563E-01 ± 9,167E-01	-3,932E-04 ± 1,305E-03	90,60	16,55 ± 0,37	38,40 ± 0,86
# 39	4,037E-05	3,067E-03 ± 4,675E-04	9,308E-03 ± 3,411E-01	-3,807E-05 ± 5,850E-04	94,93	16,97 ± 0,17	39,35 ± 0,38
# 40	1,900E-05	3,490E-03 ± 9,650E-04	-2,686E-01 ± 7,286E-01	-2,609E-03 ± 1,284E-03	94,01	16,19 ± 0,32	37,56 ± 0,73
# 41	3,787E-05	2,866E-03 ± 4,672E-04	-2,682E-01 ± 3,280E-01	-1,317E-03 ± 7,587E-04	95,04	16,22 ± 0,19	37,63 ± 0,43
# 42	4,518E-05	2,215E-03 ± 3,869E-04	3,277E-01 ± 2,963E-01	-1,529E-03 ± 8,585E-04	95,98	15,61 ± 0,13	36,23 ± 0,31
# 43	1,298E-05	5,637E-03 ± 1,358E-03	-2,373E-01 ± 9,892E-01	3,654E-04 ± 1,579E-03	89,62	14,38 ± 0,43	33,41 ± 1,00
# 44	5,978E-05	2,467E-03 ± 3,384E-04	1,390E-01 ± 2,159E-01	-2,404E-04 ± 7,227E-04	95,64	16,00 ± 0,13	37,13 ± 0,30
# 45	1,774E-05	7,800E-03 ± 9,761E-04	7,300E-02 ± 7,549E-01	3,616E-04 ± 1,214E-03	86,44	14,69 ± 0,32	34,12 ± 0,73
# 46	7,835E-05	1,637E-03 ± 3,160E-04	-2,451E-01 ± 1,445E-01	4,457E-04 ± 4,692E-04	96,97	15,49 ± 0,11	36,02 ± 0,26
# 47	1,743E-05	3,301E-03 ± 1,320E-03	2,446E-01 ± 6,535E-01	6,232E-04 ± 1,726E-03	94,21	15,88 ± 0,41	36,86 ± 0,95
# 48	1,763E-05	3,329E-03 ± 1,258E-03	7,929E-01 ± 6,156E-01	-2,402E-03 ± 1,953E-03	94,03	15,51 ± 0,39	35,99 ± 0,91
# 49	1,774E-05	2,713E-03 ± 1,250E-03	8,047E-01 ± 6,588E-01	-7,259E-04 ± 1,560E-03	95,18	15,83 ± 0,39	36,75 ± 0,90
# 50	7,381E-05	9,729E-04 ± 3,051E-04	-2,881E-02 ± 1,470E-01	1,355E-04 ± 4,733E-04	98,27	16,37 ± 0,11	37,97 ± 0,25
# 51	7,240E-05	1,142E-03 ± 3,149E-04	-9,712E-02 ± 1,542E-01	-7,041E-05 ± 5,723E-04	97,96	16,22 ± 0,11	37,63 ± 0,25
# 52	3,999E-05	1,770E-03 ± 5,717E-04	-9,960E-02 ± 2,820E-01	3,971E-04 ± 8,890E-04	96,82	15,94 ± 0,21	37,06 ± 0,47
# 53	3,937E-05	2,153E-03 ± 5,621E-04	-2,943E-01 ± 3,031E-01	-3,002E-04 ± 7,587E-04	96,07	15,54 ± 0,18	36,13 ± 0,42
# 54	3,929E-05	2,649E-03 ± 5,417E-04	-3,199E-01 ± 2,869E-01	-1,466E-04 ± 8,361E-04	95,16	15,39 ± 0,17	35,72 ± 0,39
# 55	3,190E-05	3,486E-03 ± 7,171E-04	-9,559E-02 ± 3,629E-01	-8,835E-04 ± 9,611E-04	94,69	18,37 ± 0,23	42,57 ± 0,53
# 56	3,979E-05	2,141E-03 ± 6,524E-04	-1,235E-01 ± 2,709E-01	3,291E-04 ± 1,001E-03	96,12	15,67 ± 0,21	36,38 ± 0,48
# 57	7,015E-05	1,827E-03 ± 3,358E-04	-2,059E-01 ± 1,617E-01	-2,458E-04 ± 4,349E-04	96,79	16,28 ± 0,11	37,77 ± 0,26
# 58	7,487E-05	1,507E-03 ± 3,096E-04	-2,250E-02 ± 1,442E-01	-9,085E-04 ± 5,273E-04	97,18	15,34 ± 0,11	35,61 ± 0,24
# 59	2,634E-05	2,183E-03 ± 8,371E-04	-5,042E-01 ± 3,318E-01	7,388E-04 ± 1,232E-03	96,44	17,49 ± 0,30	40,55 ± 0,68
# 60	6,351E-05	1,717E-03 ± 3,388E-04	8,839E-02 ± 1,886E-01	-2,932E-05 ± 7,554E-04	96,86	15,67 ± 0,15	36,44 ± 0,35
# 61	6,324E-05	1,359E-03 ± 3,545E-04	1,391E-01 ± 1,781E-01	4,916E-04 ± 4,581E-04	97,46	15,39 ± 0,13	35,78 ± 0,30
# 62	4,604E-05	2,295E-03 ± 4,723E-04	3,527E-01 ± 2,356E-01	-1,860E-03 ± 6,566E-04	96,16	16,98 ± 0,18	39,38 ± 0,41
# 63	5,575E-05	1,612E-03 ± 3,820E-04	-7,031E-01 ± 1,545E-01	1,389E-04 ± 5,311E-04	97,09	15,88 ± 0,15	36,86 ± 0,34
# 64	2,462E-05	3,005E-03 ± 9,151E-04	-9,793E-01 ± 4,223E-01	-1,573E-03 ± 1,031E-03	95,06	17,10 ± 0,33	39,66 ± 0,75
# 65	5,374E-05	9,397E-04 ± 4,050E-04	-1,158E-01 ± 1,941E-01	4,094E-04 ± 7,056E-04	98,33	16,35 ± 0,16	37,93 ± 0,36
# 66	5,197E-05	1,370E-03 ± 4,345E-04	-3,026E-01 ± 1,891E-01	-4,283E-04 ± 5,861E-04	97,60	16,47 ± 0,16	38,21 ± 0,38
# 67	4,801E-05	1,387E-03 ± 5,033E-04	-1,042E-01 ± 2,036E-01	6,036E-04 ± 5,364E-04	97,45	15,69 ± 0,19	36,41 ± 0,43
# 68	2,228E-05	2,100E-03 ± 9,681E-04	6,099E-01 ± 4,405E-01	6,459E-04 ± 1,272E-03	96,49	17,05 ± 0,36	39,62 ± 0,82
# 69	5,596E-05	2,745E-03 ± 3,853E-04	-1,568E-01 ± 1,869E-01	4,221E-04 ± 6,760E-04	95,00	15,40 ± 0,16	35,82 ± 0,37
# 70	4,284E-05	6,523E-04 ± 5,118E-04	7,374E-01 ± 6,554E-01	3,498E-04 ± 5,603E-04	98,81	16,00 ± 0,17	37,15 ± 0,38
# 71	4,203E-05	1,836E-03 ± 5,439E-04	1,216E-01 ± 6,577E-01	-9,105E-04 ± 6,188E-04	96,71	15,94 ± 0,18	37,00 ± 0,40
# 72	4,100E-05	1,374E-03 ± 5,668E-04	1,228E-01 ± 6,576E-01	-2,094E-04 ± 6,087E-04	97,61	16,58 ± 0,18	38,47 ± 0,42
# 73	4,257E-05	1,944E-03 ± 5,124E-04	6,995E-01 ± 6,763E-01	2,379E-04 ± 6,880E-04	96,60	16,31 ± 0,16	37,86 ± 0,37
# 74	4,145E-05	1,858E-03 ± 5,419E-04	-8,769E-02 ± 6,711E-01	2,817E-04 ± 4,971E-04	96,80	16,59 ± 0,17	38,49 ± 0,40
# 75	4,078E-05	1,333E-03 ± 5,425E-04	1,911E-01 ± 6,539E-01	7,517E-04 ± 7,803E-04	97,73	16,99 ± 0,18	39,41 ± 0,42

# 76	3,909E-05	2,021E-03	±	5,720E-04	1,026E-01	±	6,934E-01	-8,309E-04	±	6,295E-04	96,46	16,28 ± 0,18	37,78 ± 0,42
# 77	3,908E-05	1,514E-03	±	5,715E-04	2,922E-01	±	7,000E-01	-1,168E-03	±	7,807E-04	97,27	15,96 ± 0,19	37,05 ± 0,43
# 78	8,135E-05	1,292E-03	±	2,707E-04	-1,717E-01	±	3,403E-01	4,347E-04	±	4,934E-04	97,70	16,24 ± 0,10	37,69 ± 0,24
# 79	1,878E-05	2,314E-03	±	1,179E-03	7,552E-01	±	1,433E+00	4,380E-04	±	1,095E-03	95,78	15,51 ± 0,37	36,01 ± 0,86
# 80	1,867E-05	2,618E-03	±	1,187E-03	1,000E+00	±	1,491E+00	-6,849E-04	±	1,343E-03	95,22	15,41 ± 0,38	35,78 ± 0,87
# 81	7,435E-05	1,406E-03	±	3,075E-04	9,835E-02	±	3,739E-01	-1,717E-04	±	4,979E-04	97,44	15,79 ± 0,10	36,65 ± 0,22
# 82	3,445E-05	1,648E-03	±	6,610E-04	7,319E-01	±	8,160E-01	8,009E-04	±	8,676E-04	97,02	15,85 ± 0,22	36,80 ± 0,51
# 83	7,397E-05	7,980E-04	±	2,825E-04	-3,784E-01	±	2,692E-01	2,404E-04	±	4,455E-04	98,56	16,19 ± 0,10	37,57 ± 0,23
# 84	2,937E-05	1,589E-03	±	6,091E-04	-2,485E-02	±	6,884E-01	5,911E-04	±	7,309E-04	97,20	16,32 ± 0,21	37,88 ± 0,48
# 85	3,221E-05	2,719E-03	±	5,926E-04	-2,720E-03	±	6,004E-01	-3,127E-04	±	7,069E-04	95,02	15,33 ± 0,18	35,60 ± 0,42
# 86	3,438E-05	2,670E-03	±	5,169E-04	2,874E-01	±	5,588E-01	-2,896E-04	±	6,365E-04	95,26	15,85 ± 0,16	36,80 ± 0,38
# 87	2,826E-05	4,420E-03	±	6,284E-04	3,525E-01	±	6,845E-01	-1,364E-03	±	7,578E-04	92,46	16,02 ± 0,19	37,19 ± 0,44
# 88	3,413E-05	3,604E-03	±	5,918E-04	-2,899E-01	±	6,538E-01	-4,418E-04	±	6,297E-04	93,77	16,02 ± 0,19	37,19 ± 0,45
# 89	3,498E-05	3,455E-03	±	5,774E-04	-1,140E+00	±	5,249E-01	-1,161E-03	±	8,113E-04	93,75	15,32 ± 0,19	35,57 ± 0,43
# 90	3,543E-05	4,241E-03	±	5,863E-04	-2,248E-01	±	5,609E-01	-7,639E-04	±	6,492E-04	92,54	15,54 ± 0,20	36,07 ± 0,46
# 91	3,555E-05	3,358E-03	±	5,066E-04	6,560E-03	±	5,908E-01	2,186E-03	±	6,395E-04	94,05	15,70 ± 0,19	36,44 ± 0,44
# 92	6,300E-05	1,926E-03	±	3,009E-04	-6,019E-02	±	3,468E-01	1,084E-03	±	4,340E-04	96,53	15,84 ± 0,11	36,77 ± 0,26
# 93	6,290E-05	1,612E-03	±	2,817E-04	2,917E-02	±	3,318E-01	-1,226E-04	±	4,446E-04	97,05	15,67 ± 0,11	36,39 ± 0,25
# 94	6,303E-05	2,634E-03	±	3,184E-04	-1,992E-01	±	3,114E-01	-1,341E-03	±	4,681E-04	95,20	15,43 ± 0,11	35,83 ± 0,25
# 95	2,716E-05	1,409E-03	±	7,607E-04	-5,918E-01	±	3,772E-01	-7,655E-05	±	7,464E-04	97,66	17,40 ± 0,24	40,35 ± 0,56
# 96	2,762E-05	3,519E-03	±	7,328E-04	6,854E-01	±	3,588E-01	-7,996E-04	±	8,781E-04	93,60	15,22 ± 0,24	35,34 ± 0,54
# 97	5,989E-05	2,389E-03	±	3,337E-04	-2,590E-01	±	1,703E-01	1,038E-03	±	5,441E-04	95,73	15,82 ± 0,11	36,72 ± 0,26
# 98	6,120E-05	3,244E-03	±	3,372E-04	-4,309E-02	±	1,871E-01	-8,417E-04	±	4,633E-04	94,48	16,40 ± 0,11	38,06 ± 0,26
# 99	3,697E-05	7,267E-03	±	6,353E-04	4,233E-01	±	1,981E-01	-1,490E-03	±	6,015E-04	88,17	16,00 ± 0,20	37,10 ± 0,45
# 100	3,585E-05	4,077E-03	±	5,868E-04	6,630E-01	±	3,843E-01	8,312E-04	±	6,921E-04	93,33	16,86 ± 0,21	39,08 ± 0,48

Spot #	$^{39}Ar_K$ (V)	$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	%$^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ (± 1σ)	Age (Ma) (± 1σ)
N66.MS1	**TE84B**	(date first run: 05-17-2017; irradiation length: 5.00 hours)					
# 1	1,128E-04	1,356E-03 ± 1,811E-04	-1,500E-01 ± 1,169E-01	4,137E-04 ± 2,514E-04	97,11	13,47 ± 0,07	31,34 ± 0,17
# 2	2,463E-05	2,764E-03 ± 8,609E-04	6,411E-01 ± 5,164E-01	7,184E-04 ± 9,982E-04	94,12	13,07 ± 0,27	30,41 ± 0,63
# 3	4,920E-05	4,358E-03 ± 3,793E-04	-9,116E-02 ± 2,628E-01	-5,104E-04 ± 7,243E-04	90,71	12,57 ± 0,13	29,27 ± 0,30
# 4	4,124E-05	4,882E-03 ± 4,794E-04	3,239E-01 ± 3,442E-01	5,928E-04 ± 1,011E-03	93,72	21,52 ± 0,19	49,85 ± 0,43
# 5	5,301E-05	3,452E-03 ± 3,732E-04	-5,545E-02 ± 2,606E-01	-1,512E-04 ± 5,979E-04	93,19	13,96 ± 0,13	32,48 ± 0,29
# 6	1,120E-04	2,467E-03 ± 1,706E-04	-1,339E-01 ± 1,151E-01	3,143E-04 ± 3,168E-04	94,68	12,98 ± 0,06	30,22 ± 0,13
# 7	3,682E-05	8,393E-03 ± 5,196E-04	-3,003E-01 ± 3,537E-01	5,073E-04 ± 7,737E-04	87,77	17,79 ± 0,18	41,31 ± 0,42
# 8	6,875E-05	1,916E-03 ± 2,763E-04	-1,790E-02 ± 1,903E-01	-9,003E-05 ± 5,978E-04	95,77	12,83 ± 0,09	29,88 ± 0,21
# 9	6,500E-05	7,682E-04 ± 3,305E-04	1,221E-01 ± 2,017E-01	6,310E-04 ± 4,491E-04	98,09	11,68 ± 0,11	27,24 ± 0,26
# 10	6,438E-05	1,381E-03 ± 3,120E-04	3,206E-01 ± 2,071E-01	-3,047E-04 ± 6,411E-04	97,07	13,51 ± 0,10	31,46 ± 0,24
# 11	2,712E-05	4,201E-03 ± 6,893E-04	7,778E-01 ± 5,023E-01	-3,855E-05 ± 9,907E-04	92,24	14,76 ± 0,22	34,34 ± 0,50
# 12	3,358E-05	2,249E-03 ± 5,469E-04	-3,144E-01 ± 3,665E-01	1,127E-04 ± 7,824E-04	95,02	12,69 ± 0,18	29,55 ± 0,42
# 13	5,962E-05	1,264E-03 ± 3,144E-04	2,045E-01 ± 2,202E-01	9,557E-04 ± 6,048E-04	97,39	13,95 ± 0,10	32,46 ± 0,24
# 14	6,145E-05	2,127E-03 ± 3,674E-04	4,627E-01 ± 3,248E-01	-4,709E-04 ± 6,833E-04	96,52	17,46 ± 0,13	40,55 ± 0,30
# 15	3,282E-05	5,781E-03 ± 7,038E-04	1,611E-01 ± 6,187E-01	-5,428E-04 ± 9,048E-04	88,07	12,61 ± 0,22	29,39 ± 0,52
# 16	6,061E-05	2,158E-03 ± 3,844E-04	-1,582E-01 ± 3,344E-01	1,319E-03 ± 6,026E-04	95,27	12,85 ± 0,13	29,94 ± 0,29
# 17	3,191E-05	4,806E-03 ± 7,201E-04	-5,176E-01 ± 6,311E-01	8,496E-04 ± 9,722E-04	90,13	12,98 ± 0,23	30,23 ± 0,52
# 18	3,562E-05	8,370E-03 ± 6,866E-04	-3,502E-02 ± 5,801E-01	1,223E-03 ± 8,917E-04	85,78	14,92 ± 0,22	34,72 ± 0,52
# 19	2,536E-05	3,839E-03 ± 8,485E-04	-3,735E-01 ± 7,766E-01	6,810E-04 ± 9,703E-04	92,92	14,88 ± 0,29	34,64 ± 0,66
# 20	6,008E-05	1,604E-03 ± 3,628E-04	4,009E-02 ± 3,351E-01	1,065E-03 ± 4,246E-04	96,78	14,26 ± 0,12	33,21 ± 0,28
# 21	5,394E-05	4,187E-03 ± 4,037E-04	-1,548E-01 ± 3,682E-01	-2,302E-04 ± 6,409E-04	91,44	13,22 ± 0,14	30,80 ± 0,32
# 22	4,355E-05	3,939E-03 ± 5,712E-04	3,211E-02 ± 4,546E-01	9,233E-04 ± 6,490E-04	92,02	13,42 ± 0,19	31,26 ± 0,43
# 23	3,301E-05	2,225E-03 ± 6,613E-04	2,438E-01 ± 6,179E-01	2,382E-04 ± 8,257E-04	95,13	12,83 ± 0,21	29,91 ± 0,49
# 24	3,018E-05	3,629E-03 ± 7,297E-04	5,784E-01 ± 7,007E-01	-7,180E-04 ± 9,391E-04	92,21	12,69 ± 0,24	29,57 ± 0,55
# 25	3,380E-05	4,223E-03 ± 6,492E-04	7,414E-01 ± 6,320E-01	-8,489E-05 ± 8,126E-04	93,88	19,14 ± 0,22	44,43 ± 0,50
# 26	3,018E-05	3,643E-03 ± 7,474E-04	1,529E-01 ± 6,605E-01	-1,237E-03 ± 9,217E-04	92,78	13,84 ± 0,24	32,24 ± 0,55
# 27	5,627E-05	1,444E-03 ± 3,548E-04	4,056E-01 ± 2,748E-01	4,303E-04 ± 5,740E-04	96,88	13,27 ± 0,12	30,87 ± 0,28
# 28	5,276E-05	2,490E-03 ± 3,694E-04	7,115E-02 ± 2,903E-01	-1,152E-03 ± 8,452E-04	94,71	13,17 ± 0,14	30,66 ± 0,32
# 29	3,424E-05	3,084E-03 ± 5,876E-04	-6,656E-02 ± 4,995E-01	-2,036E-03 ± 9,553E-04	94,19	14,77 ± 0,21	34,35 ± 0,48
# 30	7,393E-05	5,878E-02 ± 4,591E-04	1,595E-02 ± 2,071E-01	-4,662E-04 ± 6,763E-04	65,04	32,31 ± 0,16	74,18 ± 0,35
# 31	4,636E-05	1,807E-02 ± 4,715E-04	-1,846E-01 ± 3,354E-01	4,789E-04 ± 7,229E-04	89,86	47,35 ± 0,27	107,70 ± 0,59
# 32	6,459E-05	1,426E-02 ± 4,327E-04	7,566E-02 ± 2,561E-01	1,481E-04 ± 6,023E-04	86,26	26,46 ± 0,16	60,97 ± 0,36
# 33	6,651E-05	1,547E-02 ± 3,879E-04	7,347E-02 ± 2,491E-01	9,641E-05 ± 4,955E-04	85,85	27,74 ± 0,16	63,97 ± 0,37
# 34	5,844E-05	8,094E-03 ± 4,568E-04	1,256E-01 ± 2,806E-01	-4,243E-04 ± 5,079E-04	90,46	22,68 ± 0,19	52,46 ± 0,44
# 35	1,035E-05	1,405E-02 ± 2,001E-03	1,213E+00 ± 1,531E+00	-2,046E-03 ± 2,431E-03	92,02	47,88 ± 0,78	109,00 ± 1,72
# 36	4,586E-05	9,947E-03 ± 4,697E-04	6,625E-02 ± 3,517E-01	-7,389E-06 ± 7,596E-04	89,77	25,80 ± 0,21	59,48 ± 0,48
# 37	6,308E-05	7,468E-03 ± 3,386E-04	-1,160E-02 ± 2,596E-01	9,098E-04 ± 4,938E-04	90,16	20,22 ± 0,14	46,77 ± 0,33
# 38	3,617E-05	2,379E-02 ± 6,165E-04	8,737E-02 ± 4,472E-01	1,341E-03 ± 8,829E-04	86,52	45,11 ± 0,29	102,70 ± 0,64
# 39	5,235E-05	1,623E-02 ± 4,183E-04	2,133E-01 ± 3,032E-01	-3,433E-04 ± 7,810E-04	85,03	27,23 ± 0,19	62,79 ± 0,44
# 40	6,165E-05	9,109E-03 ± 3,380E-04	-2,737E-02 ± 2,561E-01	2,405E-04 ± 5,019E-04	92,27	32,14 ± 0,14	73,88 ± 0,31
# 41	5,572E-05	4,330E-03 ± 2,865E-04	8,402E-02 ± 1,686E-01	-1,954E-03 ± 6,308E-04	94,22	20,86 ± 0,14	48,23 ± 0,32
# 42	4,458E-05	1,290E-02 ± 3,481E-04	1,926E-01 ± 2,182E-01	5,234E-04 ± 7,541E-04	84,65	21,03 ± 0,19	48,62 ± 0,44
# 43	7,121E-05	9,973E-03 ± 2,228E-04	4,913E-03 ± 1,477E-01	5,100E-04 ± 3,881E-04	88,32	22,28 ± 0,10	51,46 ± 0,23
# 44	4,546E-05	7,441E-03 ± 4,339E-04	1,097E-01 ± 2,170E-01	2,676E-04 ± 6,663E-04	88,88	17,57 ± 0,17	40,72 ± 0,40
# 45	2,299E-05	1,167E-02 ± 7,314E-04	-2,734E-01 ± 4,685E-01	-4,001E-04 ± 1,047E-03	84,75	19,18 ± 0,33	44,46 ± 0,76
# 46	2,881E-05	1,081E-02 ± 6,095E-04	-6,139E-01 ± 3,519E-01	1,165E-03 ± 1,102E-03	88,04	23,51 ± 0,26	54,38 ± 0,60
# 47	6,669E-05	9,886E-03 ± 3,311E-04	-1,574E-01 ± 1,523E-01	-6,165E-05 ± 4,654E-04	85,23	16,85 ± 0,14	39,15 ± 0,31
# 48	5,263E-05	8,427E-03 ± 2,966E-04	3,160E-01 ± 2,016E-01	-2,129E-04 ± 4,787E-04	92,64	31,35 ± 0,18	72,16 ± 0,40
# 49	4,804E-05	1,564E-02 ± 4,207E-04	-1,297E-01 ± 2,037E-01	1,695E-03 ± 5,843E-04	80,99	19,69 ± 0,17	45,66 ± 0,40
# 50	4,428E-05	8,879E-03 ± 4,264E-04	5,210E-02 ± 2,651E-01	3,139E-03 ± 6,405E-04	91,09	26,83 ± 0,20	61,95 ± 0,45
# 51	4,650E-05	7,755E-03 ± 3,230E-04	-8,675E-02 ± 2,344E-01	-1,912E-05 ± 7,695E-04	91,54	24,80 ± 0,16	57,34 ± 0,37
# 52	4,519E-05	1,884E-02 ± 6,715E-04	-3,414E-01 ± 3,494E-01	-6,095E-05 ± 6,527E-04	82,93	27,03 ± 0,23	62,42 ± 0,52
# 53	3,091E-05	1,371E-02 ± 9,994E-04	-6,198E-01 ± 4,647E-01	-1,164E-03 ± 5,696E-04	84,08	21,39 ± 0,34	49,57 ± 0,78
# 54	5,024E-05	6,149E-03 ± 6,122E-04	-9,182E-02 ± 2,993E-01	5,759E-04 ± 4,982E-04	90,50	17,31 ± 0,20	40,20 ± 0,47
# 55	7,369E-05	6,106E-02 ± 6,057E-04	-8,460E-02 ± 1,853E-01	1,984E-04 ± 4,389E-04	74,41	52,48 ± 0,30	119,30 ± 0,66
# 56	8,985E-05	1,525E-03 ± 3,075E-04	-6,528E-02 ± 1,567E-01	-8,655E-04 ± 2,870E-04	96,98	14,47 ± 0,11	33,70 ± 0,26
# 57	8,696E-05	1,682E-03 ± 3,300E-04	9,130E-02 ± 1,536E-01	7,229E-05 ± 4,433E-04	96,81	15,06 ± 0,11	35,08 ± 0,25
# 58	7,985E-05	1,430E-03 ± 3,641E-04	3,871E-02 ± 1,755E-01	-6,650E-04 ± 4,083E-04	97,16	14,44 ± 0,12	33,63 ± 0,28
# 59	8,422E-05	1,375E-03 ± 3,443E-04	1,233E-02 ± 1,694E-01	-1,323E-04 ± 4,296E-04	97,27	14,48 ± 0,11	33,73 ± 0,26
# 60	8,048E-05	1,103E-03 ± 3,652E-04	3,189E-01 ± 1,854E-01	-6,688E-04 ± 3,349E-04	97,77	14,32 ± 0,12	33,36 ± 0,27
# 61	8,319E-05	2,356E-03 ± 3,603E-04	5,210E-02 ± 1,761E-01	-5,115E-04 ± 3,482E-04	95,48	14,72 ± 0,12	34,29 ± 0,28
# 62	7,530E-05	2,011E-03 ± 3,992E-04	1,113E-01 ± 2,002E-01	2,631E-04 ± 4,309E-04	96,03	14,35 ± 0,13	33,45 ± 0,30
# 63	8,117E-05	2,408E-03 ± 2,549E-04	1,912E-01 ± 1,855E-01	-7,920E-04 ± 3,437E-04	95,31	14,46 ± 0,09	33,69 ± 0,21
# 64	7,909E-05	3,119E-03 ± 2,483E-04	3,165E-01 ± 1,896E-01	6,316E-04 ± 3,920E-04	94,05	14,58 ± 0,09	33,96 ± 0,20
# 65	6,609E-05	4,411E-03 ± 2,983E-04	3,040E-01 ± 2,230E-01	-1,404E-03 ± 4,209E-04	91,94	14,88 ± 0,10	34,64 ± 0,22
# 66	7,324E-05	4,944E-03 ± 2,750E-04	3,617E-01 ± 2,189E-01	7,846E-05 ± 4,227E-04	91,01	14,79 ± 0,10	34,44 ± 0,23
# 67	3,727E-05	5,712E-03 ± 5,904E-04	3,537E-01 ± 3,999E-01	4,626E-04 ± 5,557E-04	88,91	13,53 ± 0,19	31,52 ± 0,45

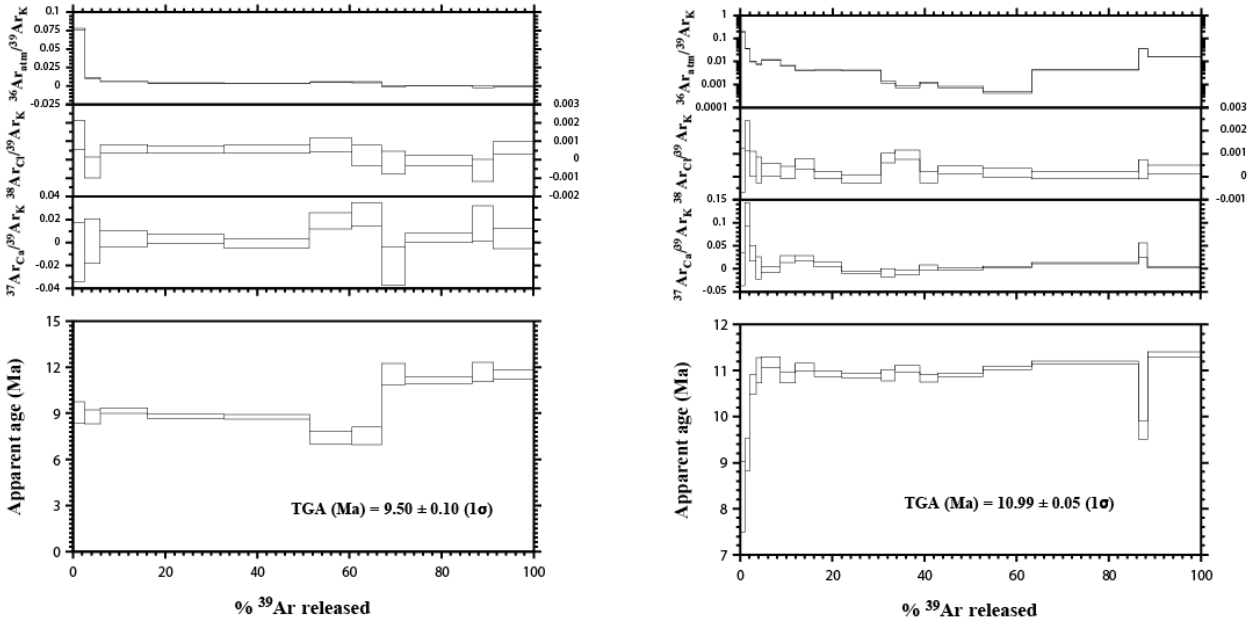
# 68	3,586E-05	4,088E-03	±	5,392E-04	2,279E-01	±	4,111E-01	8,969E-04	±	7,724E-04	91,92	13,75	±	0,18	32,03	±	0,42
# 69	3,532E-05	2,832E-03	±	5,240E-04	5,062E-01	±	4,355E-01	1,938E-04	±	6,243E-04	94,57	14,57	±	0,17	33,92	±	0,40
# 70	3,617E-05	3,084E-03	±	5,262E-04	5,152E-01	±	4,480E-01	-6,224E-04	±	6,664E-04	93,66	13,47	±	0,17	31,38	±	0,38
# 71	6,942E-05	1,557E-03	±	3,201E-04	-6,783E-02	±	1,993E-01	-1,045E-04	±	3,924E-04	96,87	14,24	±	0,11	33,12	±	0,25
# 72	6,897E-05	9,504E-04	±	2,699E-04	6,057E-01	±	2,009E-01	4,093E-04	±	6,501E-04	98,04	14,05	±	0,09	32,69	±	0,22
# 73	6,833E-05	7,174E-04	±	3,019E-04	1,436E-01	±	2,201E-01	-1,319E-03	±	3,978E-04	98,56	14,47	±	0,10	33,64	±	0,22
# 74	6,812E-05	1,575E-03	±	2,271E-04	2,826E-02	±	2,434E-01	1,901E-04	±	3,618E-04	96,86	14,37	±	0,10	33,42	±	0,23
# 75	6,504E-05	1,780E-03	±	2,224E-04	-6,288E-02	±	2,671E-01	-1,020E-03	±	4,261E-04	96,50	14,51	±	0,08	33,74	±	0,18
# 76	6,294E-05	1,509E-03	±	2,104E-04	-1,986E-01	±	2,602E-01	-3,214E-04	±	4,608E-04	97,00	14,44	±	0,09	33,58	±	0,20
# 77	6,588E-05	1,408E-03	±	1,918E-04	-1,082E-01	±	2,472E-01	7,994E-05	±	5,462E-04	97,24	14,66	±	0,07	34,08	±	0,16
# 78	6,426E-05	1,304E-03	±	1,866E-04	-7,270E-03	±	2,438E-01	8,319E-04	±	4,324E-04	97,40	14,41	±	0,08	33,52	±	0,19
# 79	6,341E-05	1,747E-03	±	2,183E-04	-8,286E-02	±	2,472E-01	5,524E-05	±	6,658E-04	96,46	14,08	±	0,08	32,67	±	0,19
# 80	5,002E-05	2,057E-03	±	2,819E-04	-6,617E-02	±	3,167E-01	9,552E-05	±	3,487E-04	96,10	15,00	±	0,10	34,78	±	0,22
# 81	4,520E-05	1,406E-03	±	2,911E-04	2,130E-01	±	3,479E-01	-1,054E-03	±	4,666E-04	97,31	15,00	±	0,11	34,79	±	0,25
# 82	2,828E-05	3,152E-03	±	5,293E-04	5,696E-02	±	5,713E-01	-6,158E-04	±	7,883E-04	94,05	14,73	±	0,19	34,17	±	0,43
# 83	3,932E-05	3,568E-03	±	3,998E-04	-6,439E-02	±	4,198E-01	-8,030E-04	±	6,509E-04	93,16	14,36	±	0,13	33,31	±	0,30
# 84	5,581E-05	1,526E-03	±	2,298E-04	3,927E-01	±	3,192E-01	6,748E-04	±	5,808E-04	97,01	14,64	±	0,09	33,96	±	0,20
# 85	1,944E-05	6,290E-03	±	7,333E-04	7,619E-01	±	8,345E-01	1,198E-03	±	1,044E-03	88,93	14,94	±	0,25	34,55	±	0,58
# 86	3,542E-05	1,491E-03	±	4,077E-04	-3,664E-01	±	3,695E-01	-5,010E-04	±	6,251E-04	97,06	14,56	±	0,15	33,76	±	0,34
# 87	4,590E-05	1,158E-03	±	2,906E-04	1,777E-01	±	2,982E-01	1,289E-04	±	5,539E-04	97,73	14,70	±	0,13	34,11	±	0,29
# 88	4,189E-05	1,774E-03	±	3,564E-04	-8,379E-02	±	3,134E-01	-6,236E-04	±	8,223E-04	96,61	14,94	±	0,13	34,64	±	0,30
# 89	3,989E-05	1,330E-03	±	3,883E-04	4,300E-01	±	3,556E-01	-1,243E-03	±	5,208E-04	97,30	14,16	±	0,14	32,86	±	0,32
# 90	2,749E-05	2,715E-03	±	5,843E-04	-1,700E-01	±	4,424E-01	-9,023E-04	±	8,870E-04	94,73	14,41	±	0,20	33,43	±	0,47
# 91	5,341E-05	1,232E-03	±	2,571E-04	2,503E-01	±	2,358E-01	2,239E-04	±	4,923E-04	97,50	14,18	±	0,10	32,90	±	0,23
# 92	5,443E-05	1,561E-03	±	2,711E-04	6,534E-02	±	2,342E-01	3,319E-04	±	5,677E-04	96,91	14,46	±	0,10	33,55	±	0,23
# 93	3,804E-05	3,507E-03	±	4,169E-04	3,372E-01	±	3,599E-01	-5,927E-04	±	6,945E-04	93,24	14,29	±	0,15	33,20	±	0,36
# 94	5,865E-05	1,667E-03	±	2,579E-04	-1,711E-01	±	2,326E-01	1,187E-04	±	4,050E-04	96,67	14,32	±	0,10	33,27	±	0,22
# 95	2,575E-05	3,194E-03	±	6,365E-04	6,906E-02	±	5,359E-01	-1,229E-03	±	7,340E-04	94,12	15,11	±	0,23	35,10	±	0,54
# 96	1,028E-05	9,659E-03	±	2,150E-03	-2,542E+00	±	1,284E+00	-1,929E-03	±	1,879E-03	90,74	27,97	±	0,79	64,50	±	1,79
# 97	1,901E-05	1,280E-02	±	1,222E-03	-2,519E-01	±	6,891E-01	5,854E-04	±	1,244E-03	92,01	43,57	±	0,47	99,32	±	1,04
# 98	4,782E-05	1,262E-02	±	4,716E-04	6,926E-01	±	2,926E-01	-1,304E-03	±	5,134E-04	86,65	24,22	±	0,18	55,88	±	0,42
# 99	4,392E-05	9,249E-03	±	5,384E-04	-3,436E-02	±	2,982E-01	-1,124E-05	±	6,088E-04	91,06	27,84	±	0,23	64,08	±	0,52
# 100	3,492E-05	8,105E-02	±	8,446E-04	-6,913E-01	±	3,741E-01	-5,478E-04	±	8,391E-04	61,00	37,45	±	0,28	85,70	±	0,63
# 101	3,556E-05	1,476E-02	±	6,495E-04	9,013E-02	±	4,875E-01	-1,182E-03	±	6,146E-04	82,34	20,34	±	0,22	47,11	±	0,50
# 102	3,356E-05	7,685E-03	±	6,385E-04	-2,342E-01	±	3,871E-01	-6,722E-04	±	6,688E-04	93,25	31,38	±	0,23	72,16	±	0,53
# 103	1,897E-05	6,478E-03	±	1,176E-03	-1,611E+00	±	6,867E-01	-5,497E-04	±	1,225E-03	92,61	23,98	±	0,39	55,35	±	0,88
# 104	3,808E-05	5,589E-03	±	6,104E-04	-4,165E-01	±	3,367E-01	1,754E-04	±	7,874E-04	93,61	24,18	±	0,22	55,79	±	0,50
# 105	4,652E-05	1,138E-02	±	5,230E-04	5,523E-01	±	3,017E-01	7,036E-04	±	6,457E-04	89,85	29,77	±	0,19	68,44	±	0,42
# 106	3,987E-05	8,481E-03	±	7,477E-04	2,171E-01	±	4,514E-01	7,879E-04	±	5,566E-04	93,38	35,34	±	0,27	80,97	±	0,60
# 107	4,520E-05	8,457E-03	±	6,761E-04	1,190E-01	±	3,508E-01	4,398E-04	±	5,756E-04	93,61	36,62	±	0,23	83,94	±	0,52
# 108	3,400E-05	2,389E-02	±	1,050E-03	2,461E-01	±	4,849E-01	-7,781E-05	±	8,859E-04	80,58	29,30	±	0,33	67,46	±	0,74
# 109	3,048E-05	5,889E-03	±	9,786E-04	-2,272E-01	±	5,585E-01	-2,369E-04	±	8,845E-04	94,82	31,86	±	0,32	73,16	±	0,71
# 110	3,794E-05	6,877E-03	±	7,573E-04	-4,590E-01	±	4,520E-01	-1,742E-04	±	8,275E-04	92,81	26,23	±	0,26	60,44	±	0,59
# 111	4,756E-05	4,746E-03	±	6,077E-04	1,192E-01	±	3,408E-01	-2,961E-04	±	5,394E-04	92,34	16,91	±	0,20	39,19	±	0,46
# 112	4,503E-05	9,077E-03	±	6,867E-04	-5,016E-01	±	3,765E-01	-2,366E-04	±	5,464E-04	93,55	38,89	±	0,24	88,91	±	0,53
# 113	3,938E-05	5,249E-03	±	7,134E-04	-5,790E-01	±	4,209E-01	1,636E-03	±	5,747E-04	93,48	22,24	±	0,23	51,39	±	0,53
# 114	3,122E-05	4,543E-03	±	9,354E-04	-3,315E-01	±	5,121E-01	-4,648E-04	±	6,884E-04	92,15	15,76	±	0,30	36,60	±	0,68
# 115	4,380E-05	9,858E-03	±	6,859E-04	-7,284E-01	±	3,454E-01	-1,232E-03	±	4,354E-04	87,04	19,56	±	0,22	45,26	±	0,50
# 116	1,844E-06	2,394E-02	±	1,521E-02	1,244E+01	±	8,428E+00	1,788E-03	±	8,968E-03	85,51	41,76	±	4,79	95,31	±	10,65
# 117	5,821E-05	3,866E-02	±	6,752E-04	3,238E-01	±	2,851E-01	8,824E-05	±	7,181E-04	81,83	51,43	±	0,30	117,00	±	0,67
# 118	4,714E-05	9,622E-03	±	6,710E-04	6,672E-01	±	3,368E-01	-4,920E-05	±	3,981E-04	83,72	14,62	±	0,21	34,04	±	0,49
# 119	4,230E-05	8,791E-03	±	6,047E-04	-4,164E-01	±	3,957E-01	-2,726E-05	±	7,206E-04	93,64	38,23	±	0,27	87,65	±	0,61
# 120	3,887E-05	1,367E-02	±	6,228E-04	1,737E-01	±	4,693E-01	6,421E-04	±	7,316E-04	92,85	52,46	±	0,33	119,20	±	0,72
# 121	4,973E-05	9,969E-03	±	4,882E-04	-7,192E-02	±	3,256E-01	-2,226E-05	±	5,502E-04	95,52	62,85	±	0,24	141,90	±	0,52
# 122	4,597E-05	2,359E-02	±	5,077E-04	1,371E-01	±	3,559E-01	-8,100E-05	±	7,310E-04	87,48	48,72	±	0,28	111,00	±	0,63
# 123	2,355E-05	5,198E-03	±	8,569E-04	-1,958E-01	±	6,910E-01	-3,393E-04	±	1,050E-03	91,97	17,59	±	0,30	40,87	±	0,70
# 124	1,964E-05	2,081E-02	±	1,232E-03	-9,155E-01	±	8,710E-01	-9,341E-04	±	1,252E-03	88,25	46,16	±	0,54	105,40	±	1,20
# 125	4,217E-05	1,784E-02	±	5,684E-04	3,186E-01	±	4,194E-01	-6,103E-05	±	8,821E-04	86,42	33,55	±	0,22	77,20	±	0,50
# 126	3,605E-05	1,036E-02	±	7,436E-04	-6,884E-01	±	4,536E-01	7,578E-04	±	7,822E-04	92,15	35,93	±	0,26	82,53	±	0,58
# 127	3,965E-05	4,283E-03	±	5,414E-04	2,339E-01	±	4,897E-01	4,445E-04	±	8,901E-04	94,83	23,22	±	0,20	53,79	±	0,46
# 128	4,530E-05	9,057E-03	±	4,767E-04	5,225E-02	±	3,620E-01	4,475E-04	±	7,536E-04	92,53	33,17	±	0,23	76,35	±	0,51
# 129	4,672E-05	6,703E-03	±	4,974E-04	-2,248E-02	±	3,488E-01	5,186E-04	±	5,692E-04	92,64	24,94	±	0,17	57,72	±	0,39
# 130	4,277E-05	1,512E-02	±	5,523E-04	3,558E-01	±	4,086E-01	-3,633E-05	±	6,239E-04	87,75	32,01	±	0,26	73,74	±	0,60
# 131	3,825E-05	6,023E-03	±	5,655E-04	-4,235E-01	±	4,119E-01	1,698E-04	±	9,127E-04	95,27	35,85	±	0,23	82,38	±	0,53
# 132	1,121E-05	1,079E-02	±	4,249E-03	-1,062E+00	±	2,164E+00	-1,540E-03	±	1,312E-03	83,28	15,87	±	1,27	36,88	±	2,91
# 133	1,881E-05	2,968E-03	±	2,534E-03	1,168E+00	±	1,258E+00	3,273E-04	±	9,788E-04	94,57	15,28	±	0,76	35,50	±	1,74
# 134	1,733E-05	4,123E-03	±	2,734E-03	5,218E-01	±	1,444E+00	1,876E-03	±	1,010E-03	92,07	14,15	±	0,81	32,92	±	1,87

Annexe 6 : Spectres d'âge des datations concernant la cible d'étude d'Ikaria

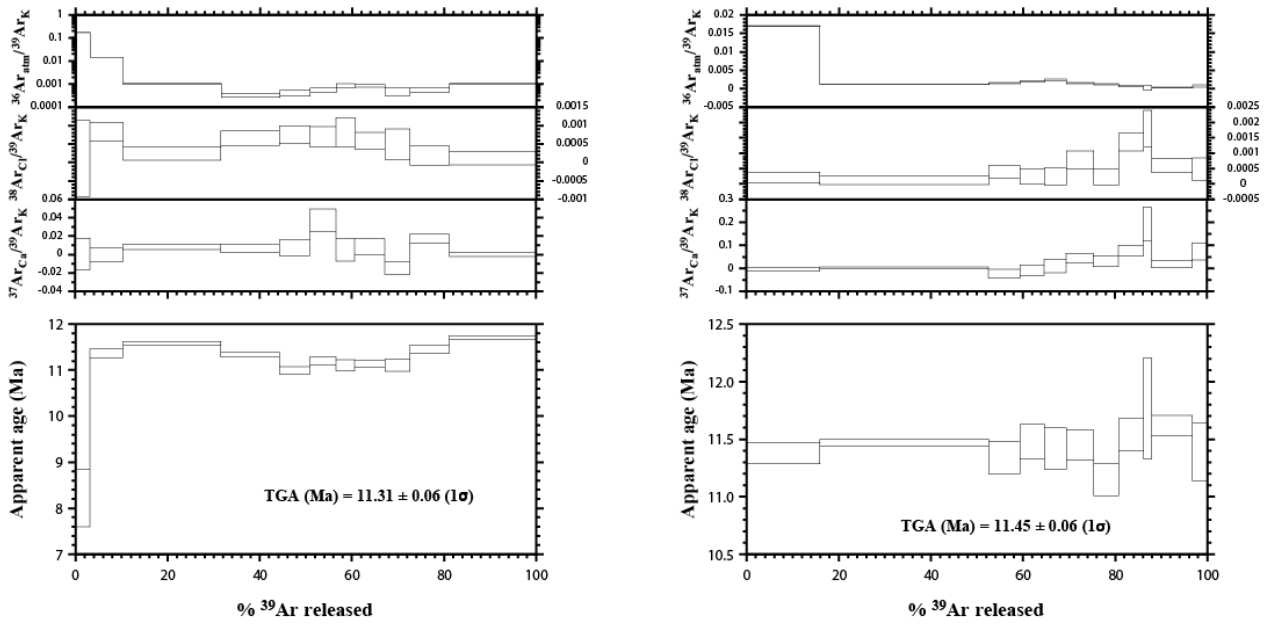
Les diagrammes suivant montrent les spectres d'âge complet, avec zoom automatique, comprenant également l'évolution des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$, $^{38}Ar/^{39}Ar$. Ils sont classés dans l'ordre alphabétique de nom d'échantillon de gauche à droite et de haut en bas. Le nom des échantillons est indiqué en haut des diagrammes, ainsi le numéro de manipe (Nxx.MSx) et l'état de la déformation (protolithe, mylonite, mylonite à ultramylonite et pseudotachylites, cataclasites). Sont montrés en premier les spectres d'âges de la datation en step-heating puis ceux de la datation *in-situ*.

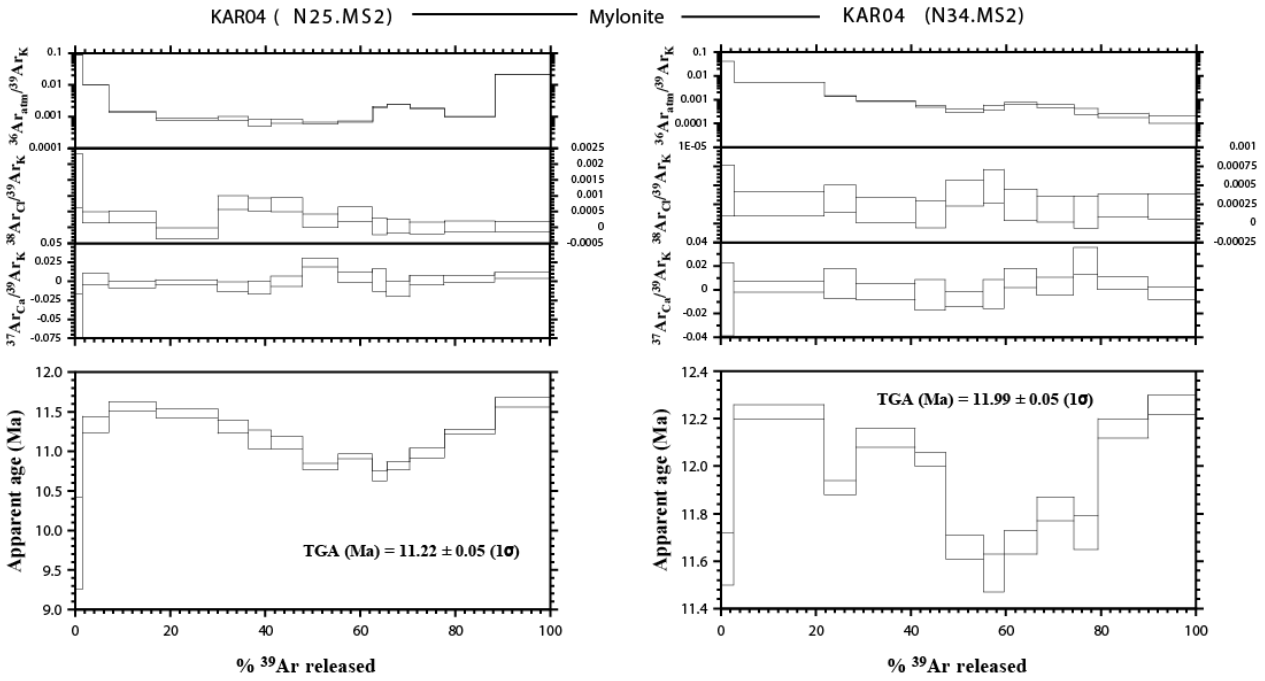
6.1 Datation en step-heating

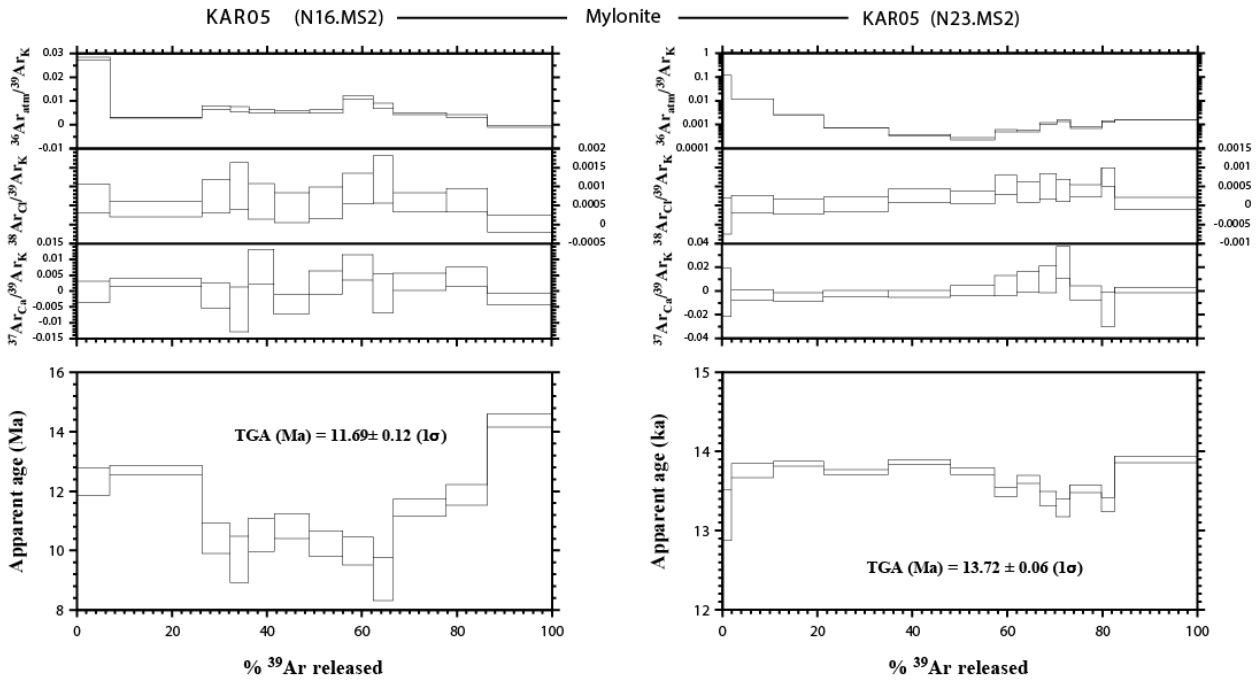
IK28a (N13.MS2) — Mylonite à ultramylonites et pseudotachylite — IK28b (N29.MS2)

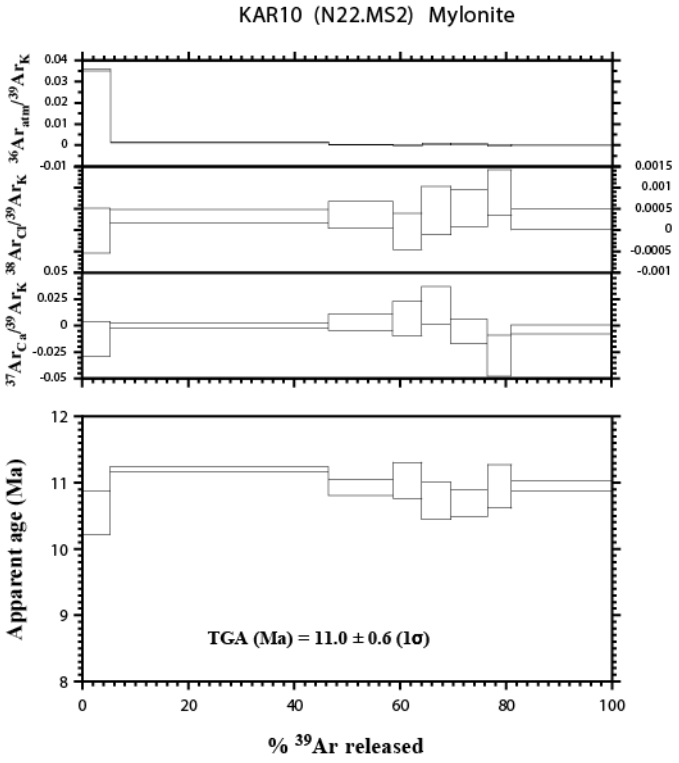


IK28d (N31.MS2) — Cataclasite — IK28d (N35.MS2)

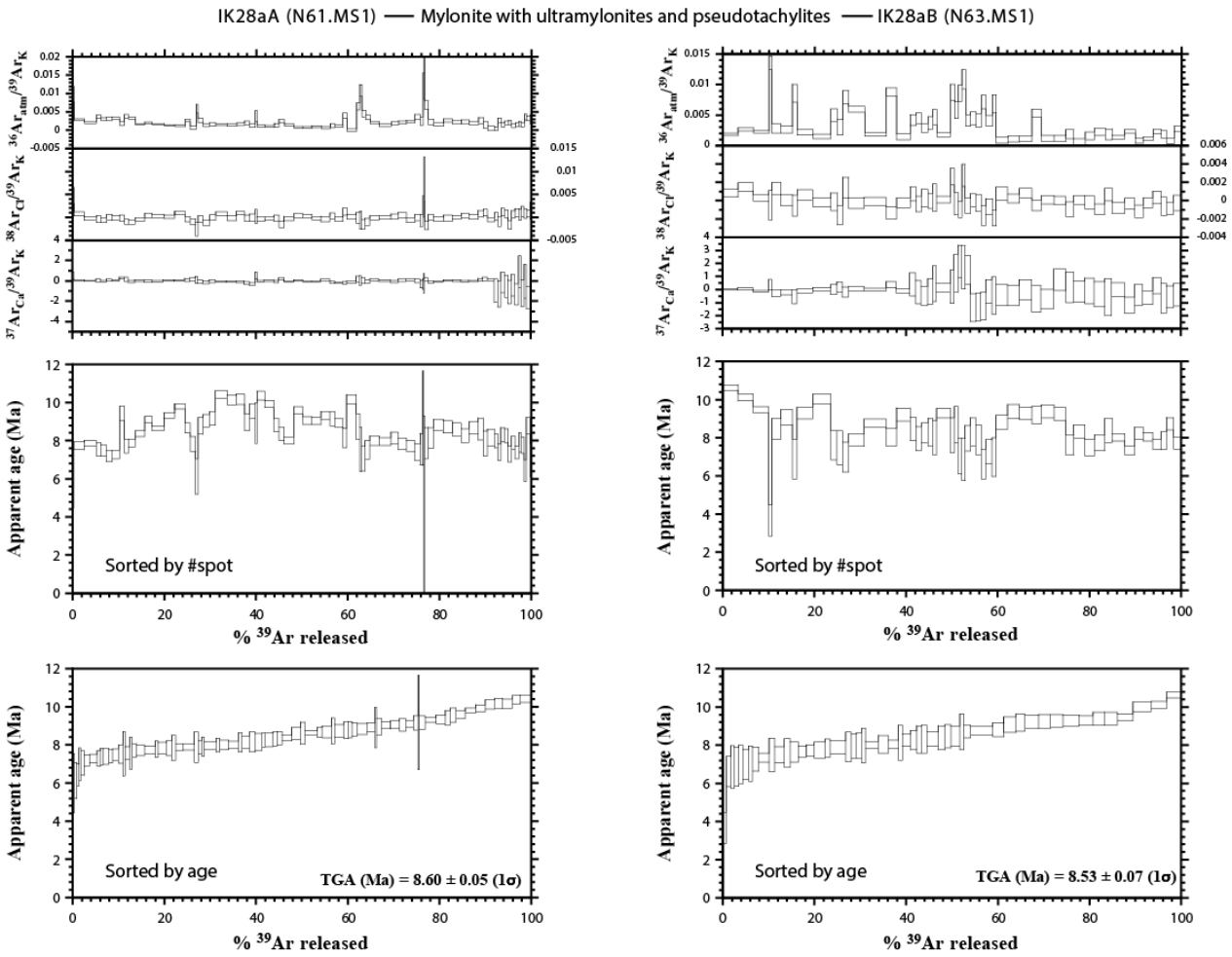



KAR04 (N25.MS2)
Mylonite
KAR04 (N34.MS2)
Apparent age (Ma)
TGA (Ma) = 11.22 ± 0.05 (1σ)
TGA (Ma) = 11.99 ± 0.05 (1σ)
% 39Ar released

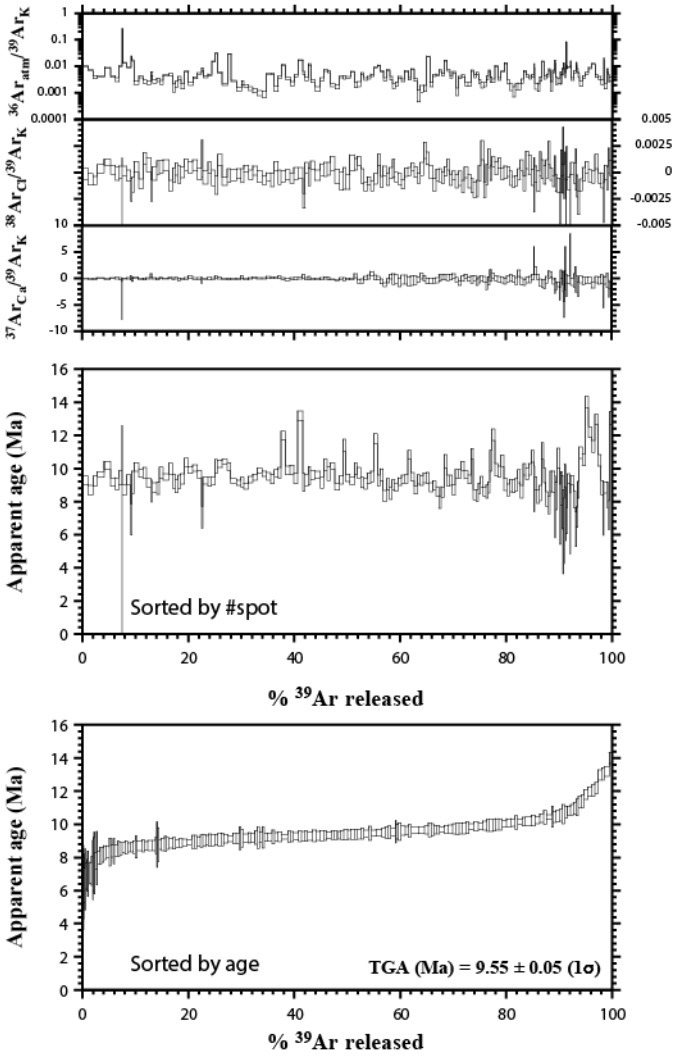

KAR05 (N16.MS2)
Mylonite
KAR05 (N23.MS2)
Apparent age (Ma)
Apparent age (ka)
TGA (Ma) = 11.69± 0.12 (1σ)
TGA (Ma) = 13.72 ± 0.06 (1σ)
% 39Ar released


KAR10 (N22.MS2) Mylonite
$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$
$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$
$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$
Apparent age (Ma)
TGA (Ma) = 11.0 ± 0.6 (1σ)
% ^{39}Ar released

6.2 Datation *in situ*



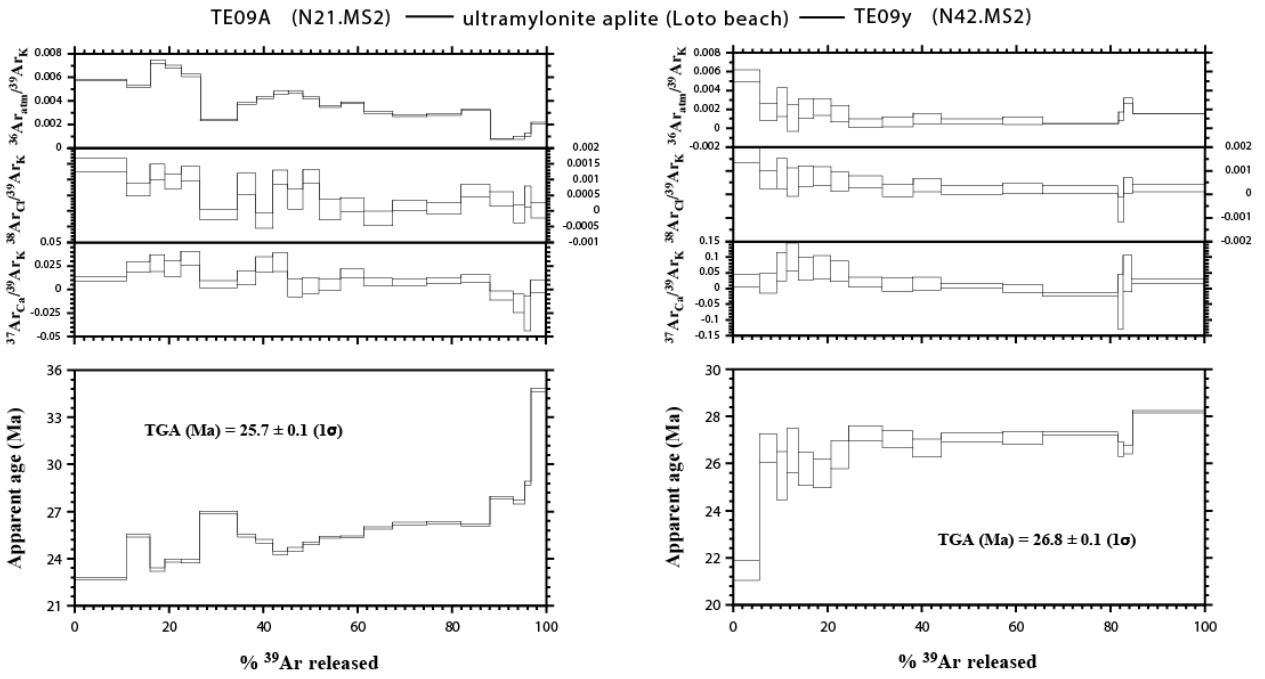
KAR10F (N62.MS1) Mylonite

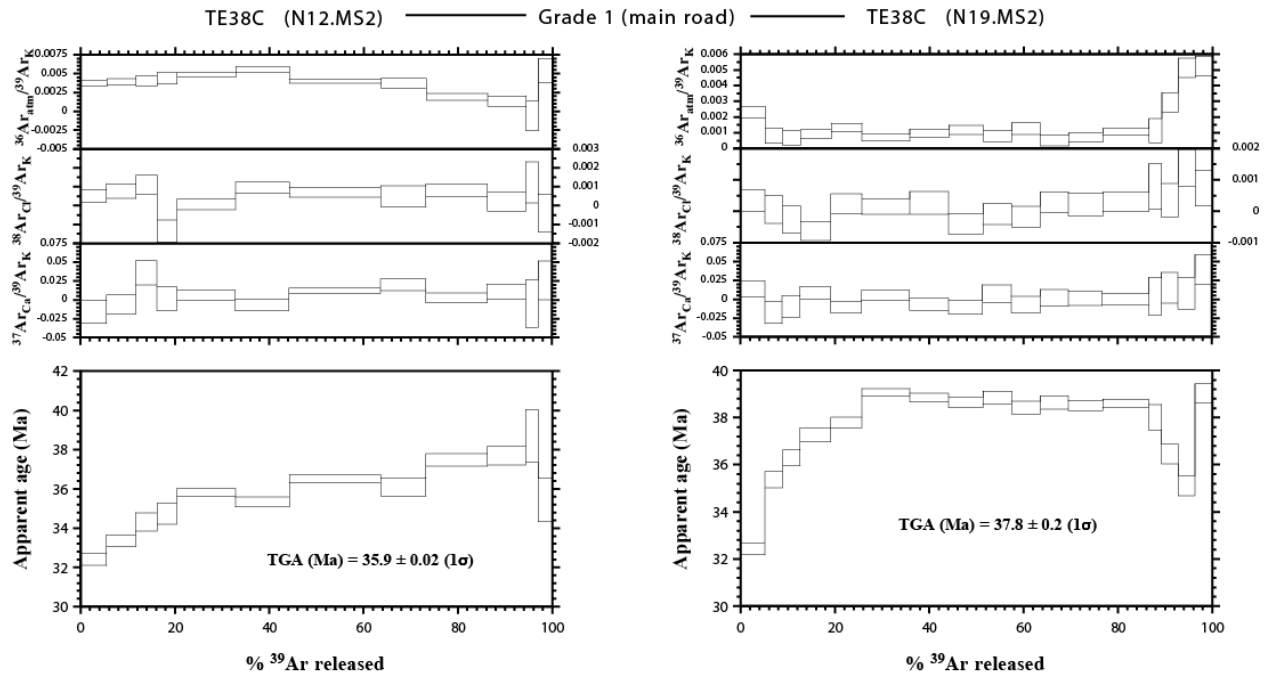


Annexe 7 : Spectres d'âge des datations concernant la cible d'étude du Tende

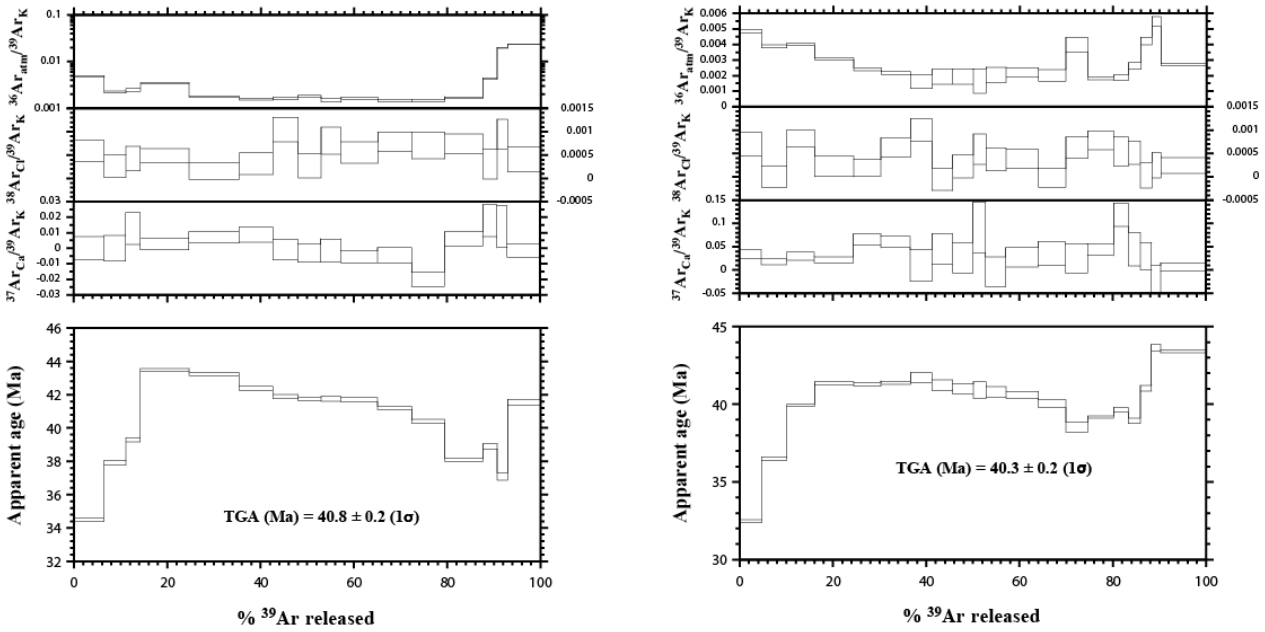
Les diagrammes suivant montrent les spectres d'âge complet, avec zoom automatique, comprenant également l'évolution des rapports $^{36}Ar/^{39}Ar$, $^{37}Ar/^{39}Ar$, $^{38}Ar/^{39}Ar$. Ils sont classés dans l'ordre alphabétique de nom d'échantillon de gauche à droite et de haut en bas. Le nom des échantillons est indiqué en haut des diagrammes, ainsi le numéro de manipe (Nxx.MSx) et l'état de la déformation (grade d'intensité de la déformation). Sont montrés en premier les spectres d'âges de la datation en step-heating puis ceux de la datation *in-situ*.

7.1 Datation en step-heating

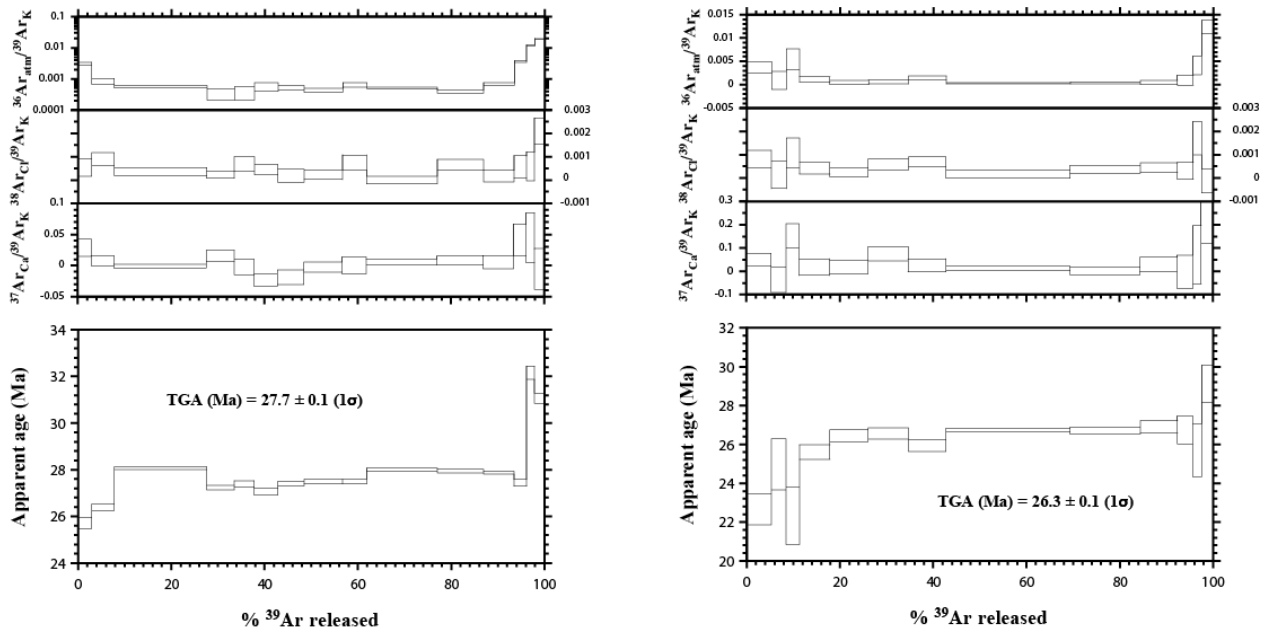




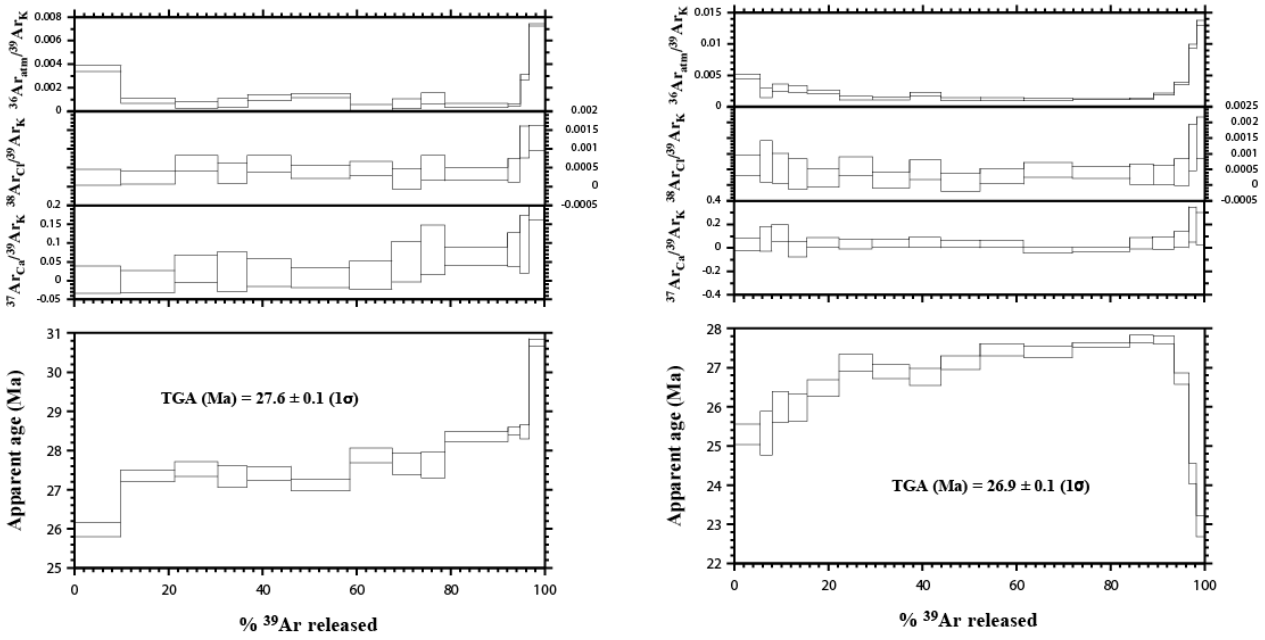
TE41D (N24.MS2) —— Grade 4 (main road) —— TE41D (N40.MS2)



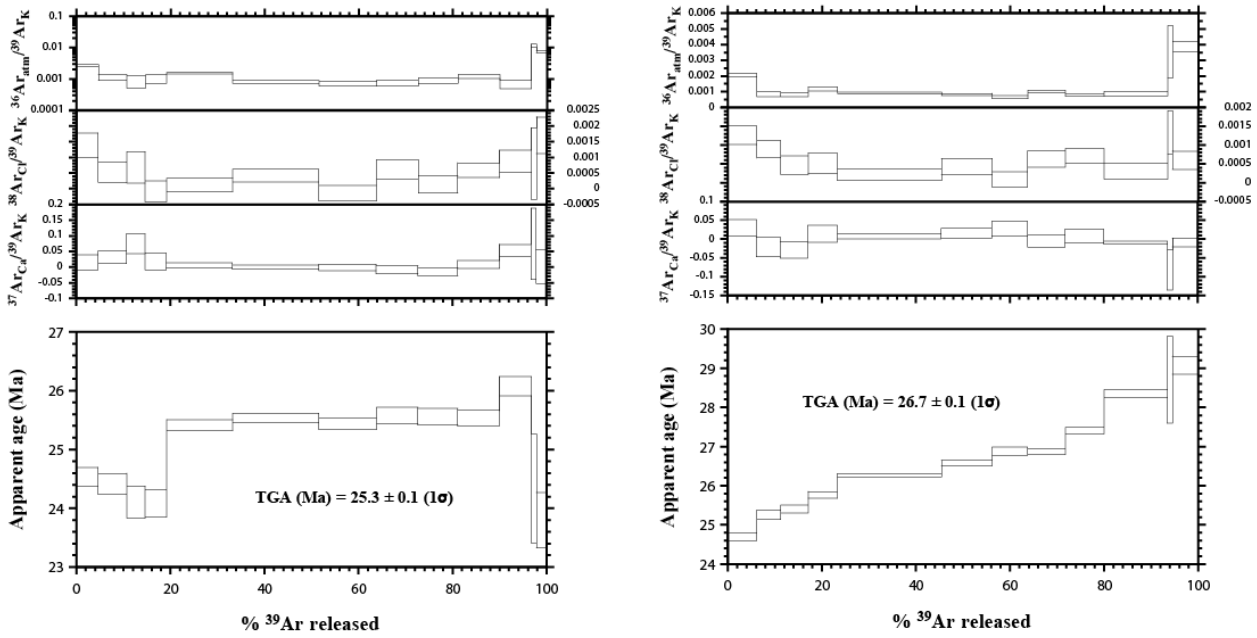
TE43A (N27.MS2) —— Grade 3 (Punta di Cepo) —— TE43A (N43.MS2)

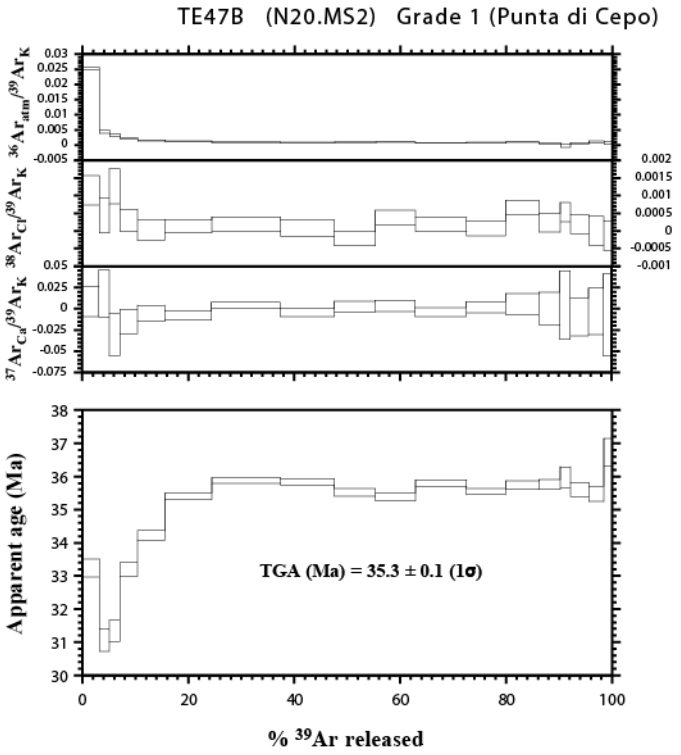


TE43B (N45.MS2) ——— Grade 3 (Punta di Cepo) ——— TE43C (N46.MS2)

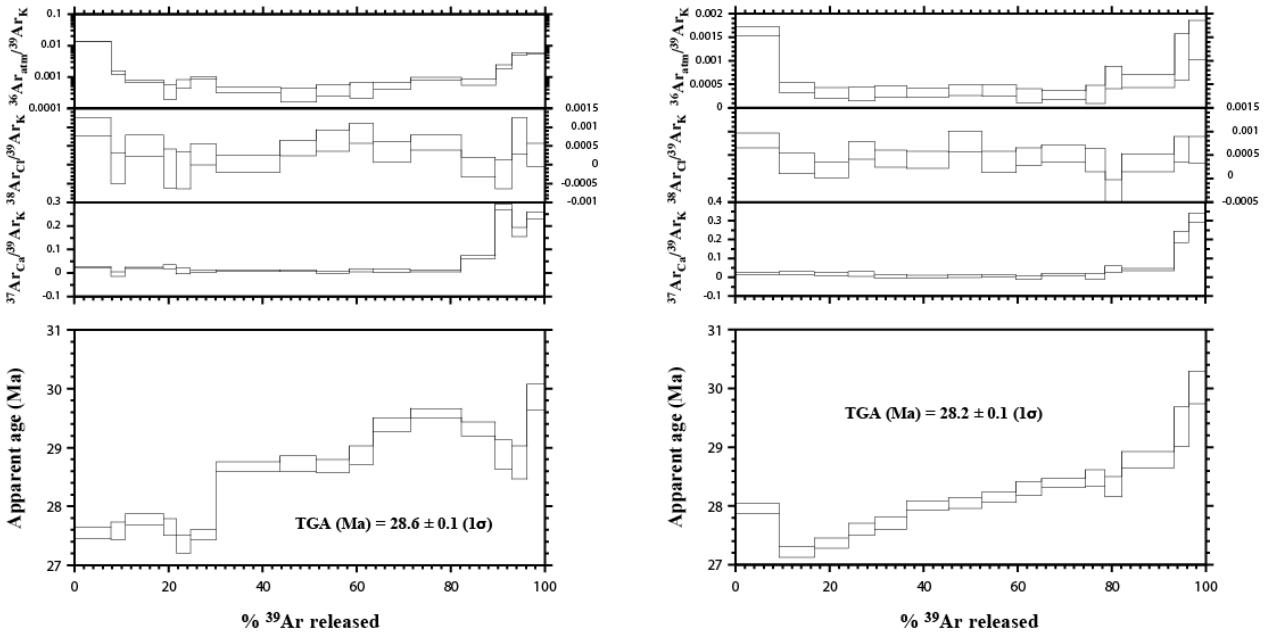


TE43D (N28.MS2) ——— Grade 3 (Punta di Cepo) ——— TE43D (N39.MS2)

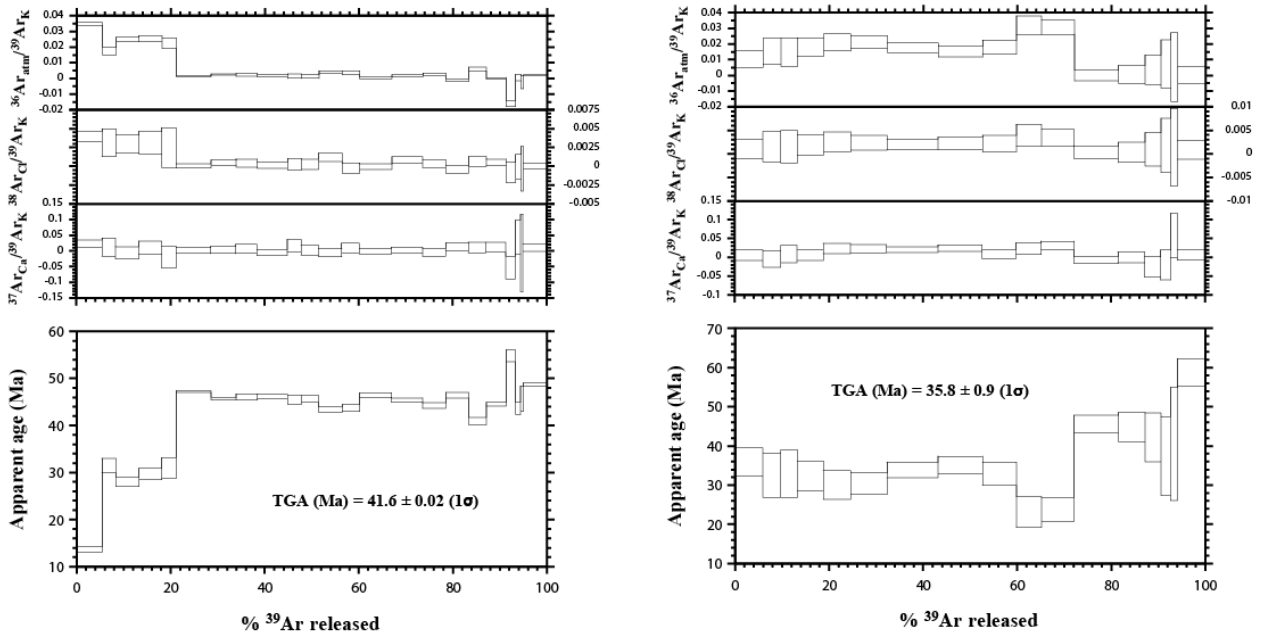



TE47B (N20.MS2) Grade 1 (Punta di Cepo)
$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$
$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$
$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$
Apparent age (Ma)
TGA (Ma) = 35.3 ± 0.1 (1σ)
% ^{39}Ar released

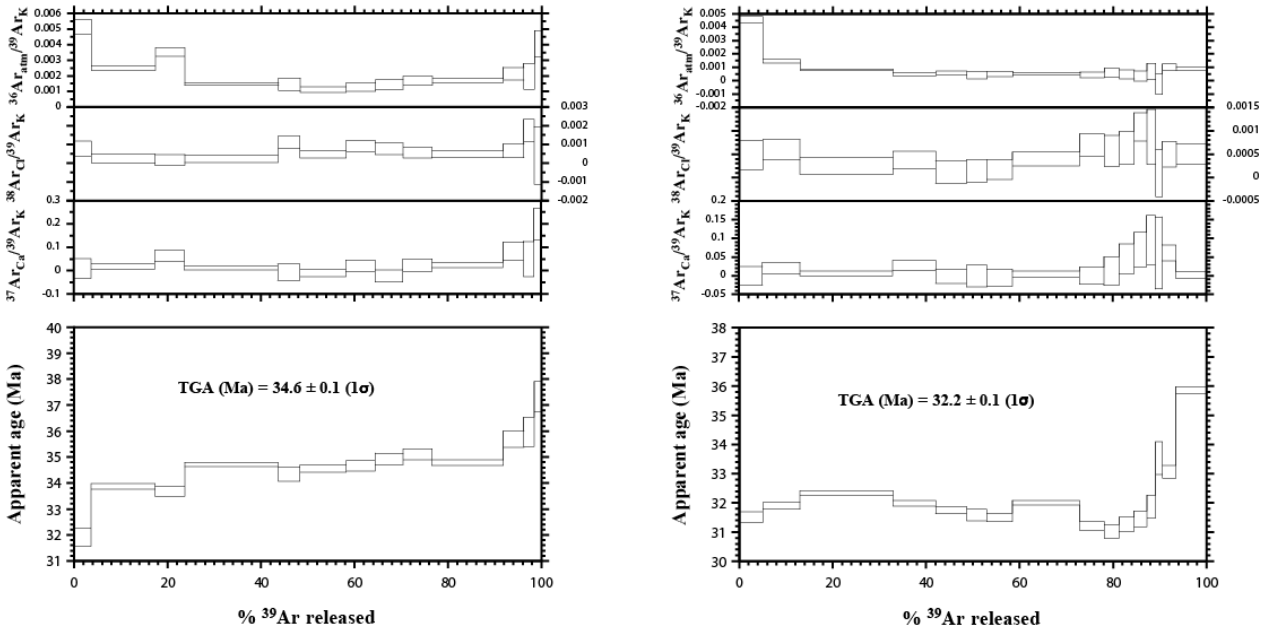
TE52C (N26.MS2) ——— Grade 4 (Saleccia beach) ——— TE52C (N38.MS2)



TE59A (N18.MS2) ——— Grade 2 (Main road) ——— TE59B (N17.MS2)

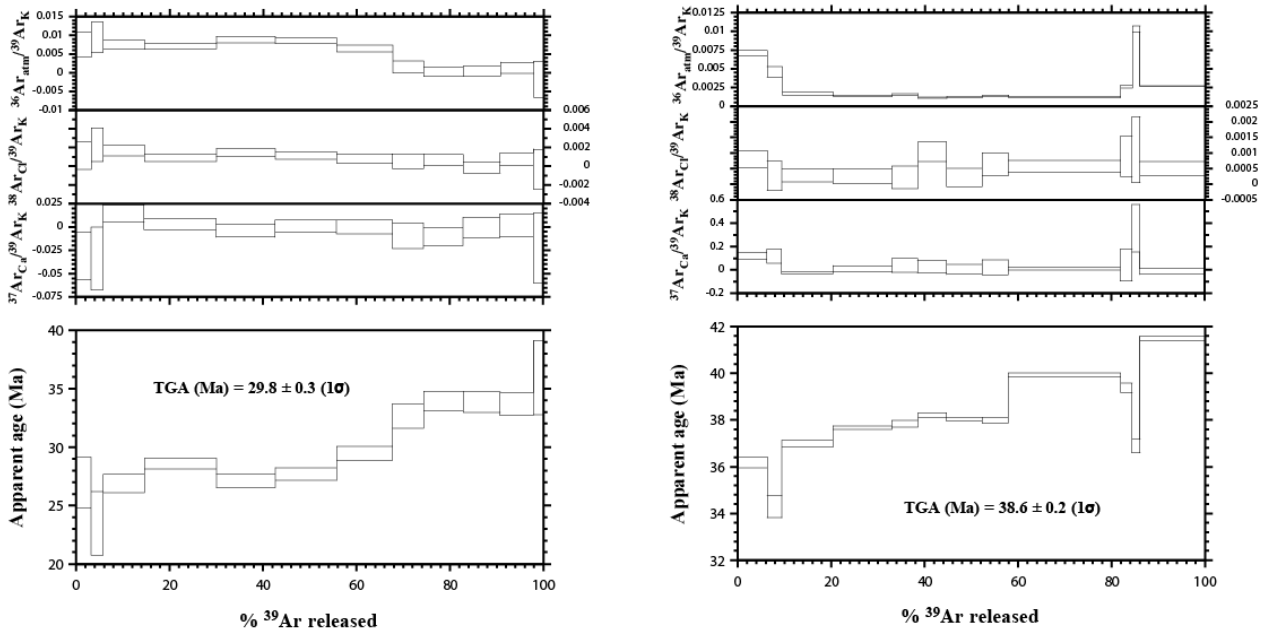


TE61B (N37.MS2) ——— Grade 0W (main road) ——— TE61B (N36.MS2)

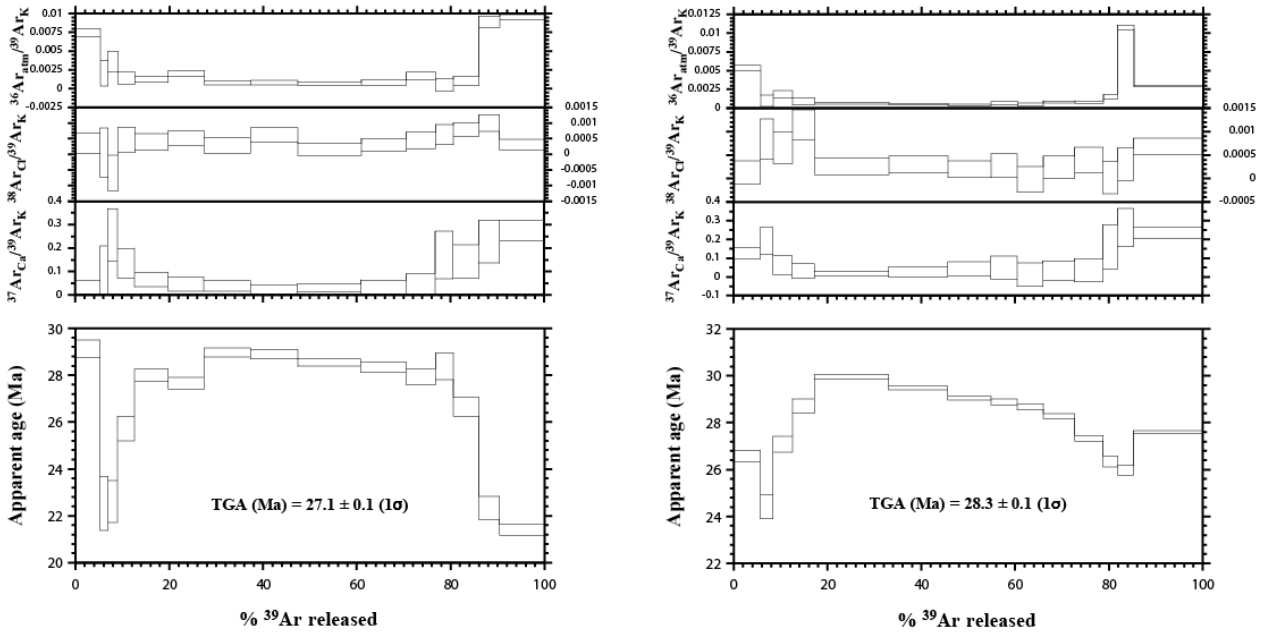


TE61x (N15.MS2) Grade 0W (main road)

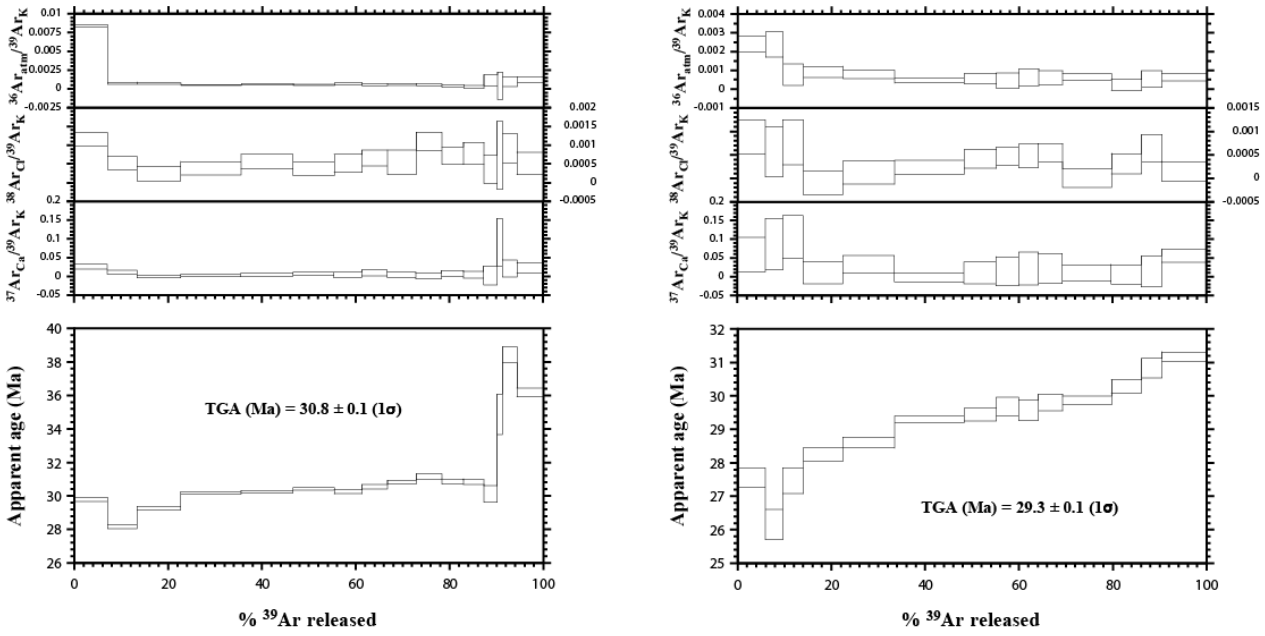
TE62B (N49.MS2) Grade 1 (main road)

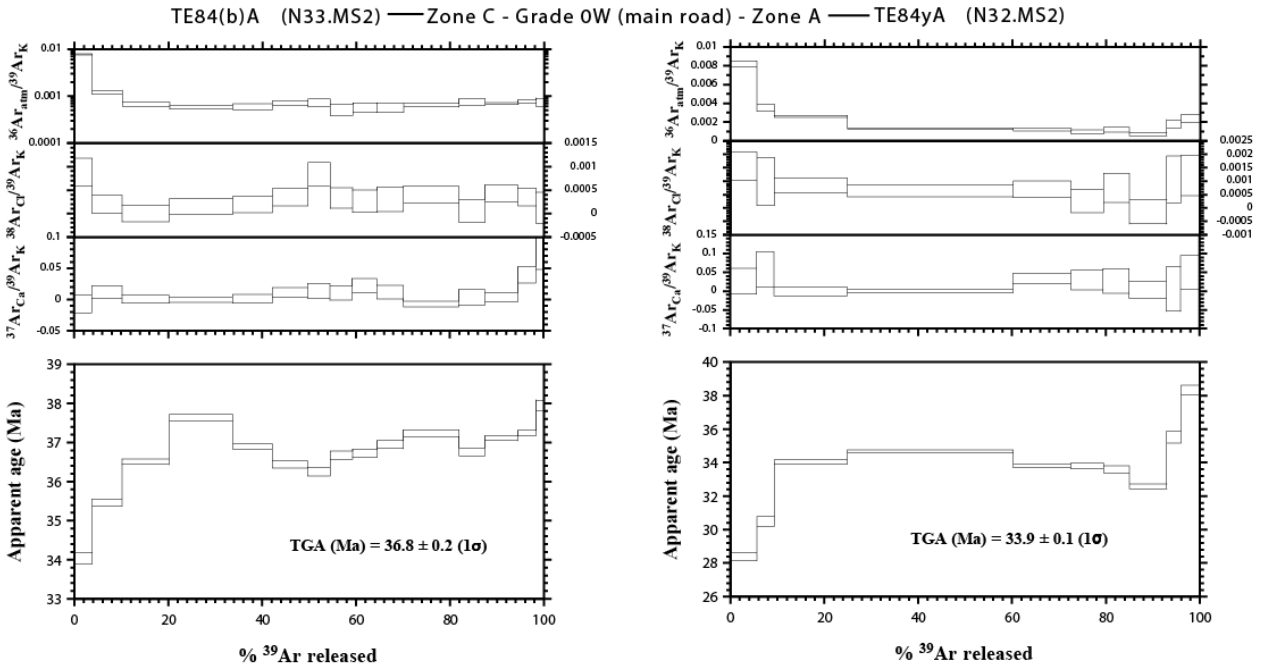


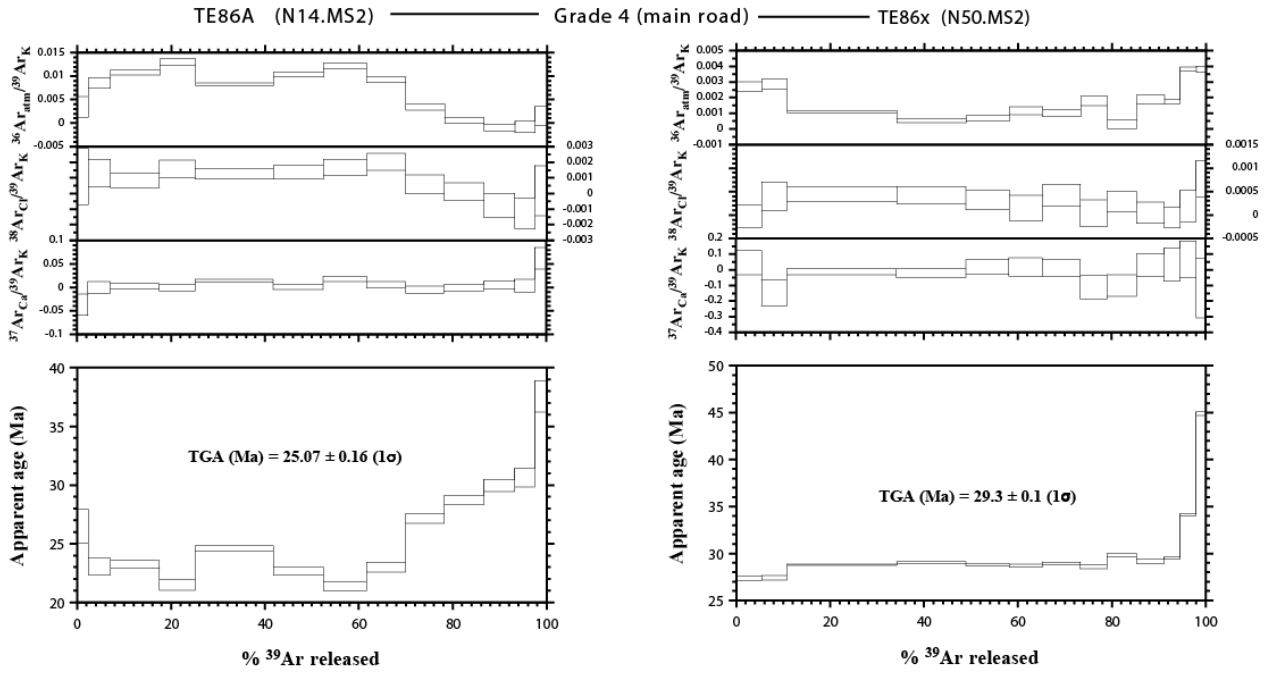
TE74B (N44.MS2) —— Grade 0W (Santo Pietro di Tenda) —— TE74B (N47.MS2)



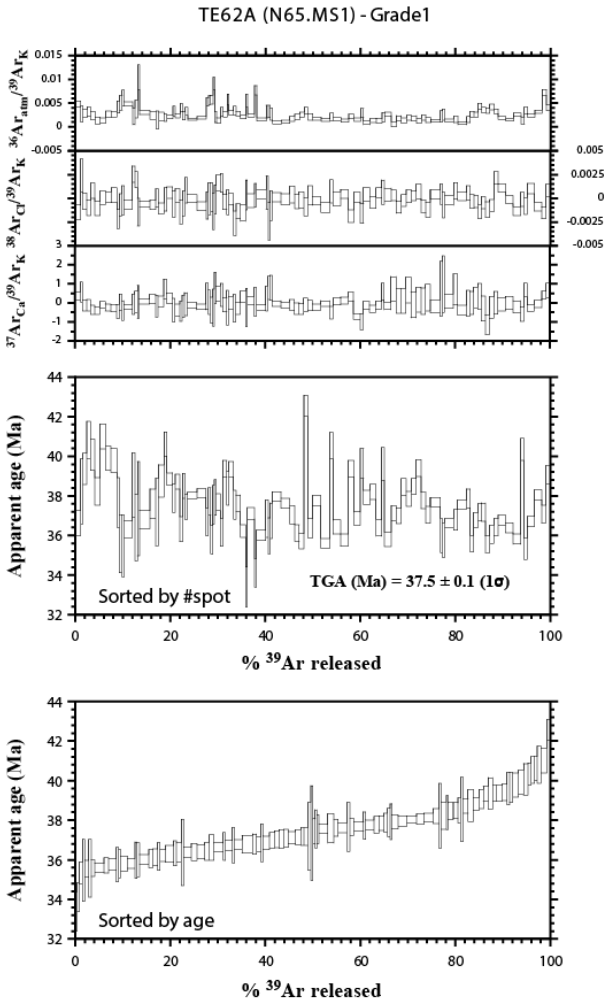
TE77C (N30.MS2) —— Grade 4 (Loto beach) —— TE77C (N48.MS2)

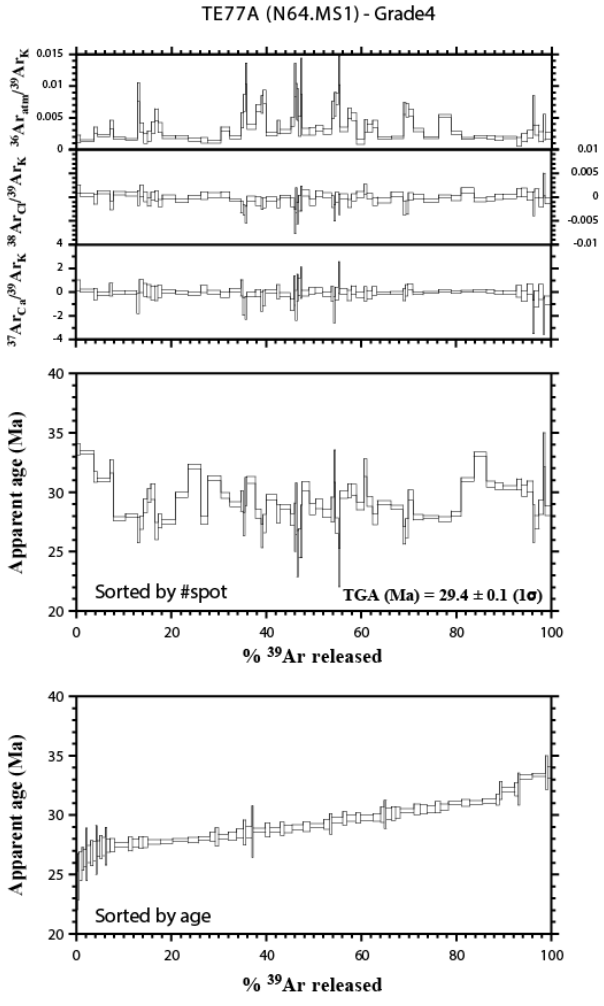


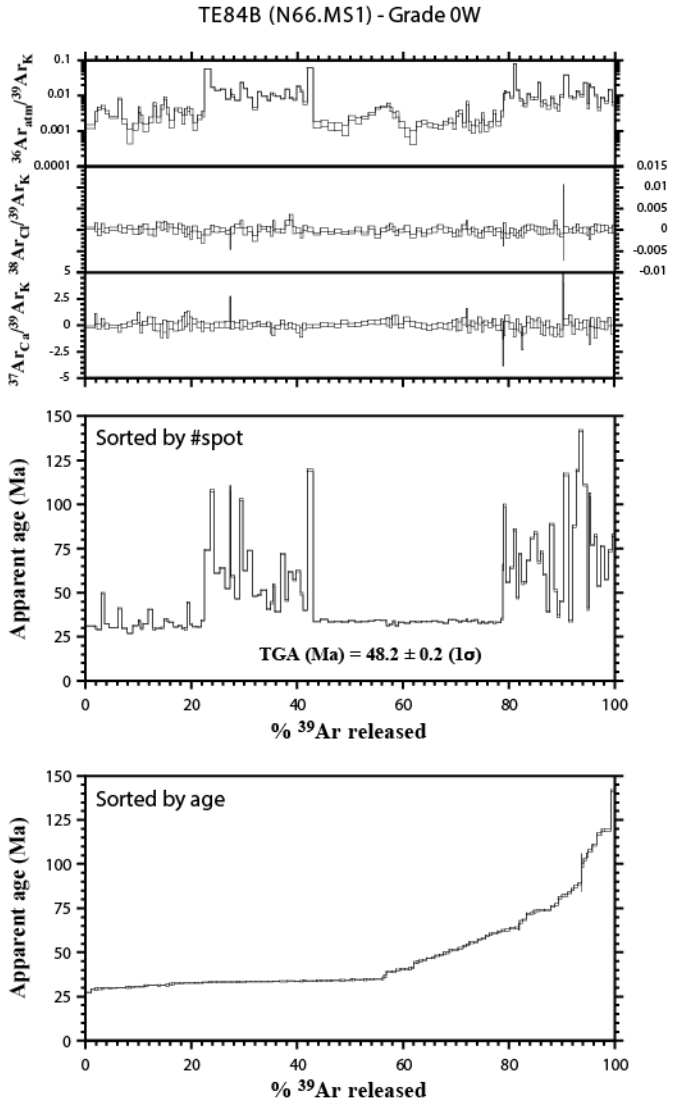

TE84(b)A (N33.MS2) — Zone C - Grade 0W (main road) - Zone A — TE84yA (N32.MS2)
Apparent age (Ma)
TGA (Ma) = 36.8 ± 0.2 (1σ)
TGA (Ma) = 33.9 ± 0.1 (1σ)
% 39Ar released


TE86A (N14.MS2) — Grade 4 (main road) — TE86x (N50.MS2)
Apparent age (Ma)
TGA (Ma) = 25.07 ± 0.16 (1σ)
TGA (Ma) = 29.3 ± 0.1 (1σ)
% 39Ar released

7.2 Datation *in situ*






TE84B (N66.MS1) - Grade 0W
$^{36}Ar_{atm}/^{39}Ar_K$
$^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$
$^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$
Sorted by #spot
Apparent age (Ma)
TGA (Ma) = 48.2 ± 0.2 (1σ)
% ^{39}Ar released
Sorted by age
Apparent age (Ma)
% ^{39}Ar released

Références des annexes

Aldrich, L. T. & Nier, A. O. (1948). Argon 40 in potassium minerals. *Physical Review* **74**, 876–877.

Bachmann, F., Heilscher, R. & Schaeben, H. (2010). Texture analysis with MTEX-free and open source software toolbox. *Solid State Phenomena* **160**, 63–68.

Brereton, N. R. (1970). Corrections for interfering isotopes in the 40Ar/39Ar dating method. *Earth and Planetary Science Letters* **8**, 427–433.

Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L. & Cadet, J. P. (2000). Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from Ar-40/Ar-39 ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics* **321**, 127–155.

Mainprice, D., Bachmann, F., Heilscher, R. & Schaeben, H. (2015). Descriptive tools for the analysis of texture projects with 1000 large datasets using MTEX: strength, symmetry and components. *Geological Society, London, Special Publications* **409**, 251–271.

Merrihue, C. & Turner, G. (1966). Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research* **71**, 2852–2857.

Mitchell, J. G. (1968). The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **32**, 781–790.

Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L. & DePaolo, D. J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages abd uncertainties in 40Ar/39Ar dating. *Chemical Geology* **145**, 117–152.

Smits, F. & Gentner, W. (1950). Argonbestimmungen an Kalium-Mineralien 1. Bestimmungen an tertiären Kalisalzen. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **1**, 22–27.

Steiger, R. H. & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology - convention on use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 359–362.

Turner, G. (1971). 40Ar-39Ar ages from the lunar maria. *Earth and Planetary Science Letters* **11**, 169–191.

Alexandre BEAUDOIN

Signification des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ le long de détachements crûstaux: exemples de l'île d'Ikaria (Cyclades, Grèce) et du massif du Tende (Corse alpine, France)

De nombreuses études ont montré l'impact de la déformation sur le système K-Ar, et donc les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$. Ces études se limitent souvent à une comparaison des âges obtenus dans des roches déformées et un protolithe indemne de déformation. La première partie de cette étude a inversement consisté à étudier la distribution de la déformation à différentes échelles et à décrire finement les gradients d'intensité de la déformation. L'étude a porté sur deux protolithes de nature granitique, associés à une différence d'âge entre leur formation et les évènements tectonométamorphiques faible (< 1 Ma ; massif d'Ikaria) ou élevée (>240 Ma ; massif du Tende). Pour le premier cas, la déformation entraine une perte de ^{40}Ar dans les clastes des phases potassiques, interprétée comme résultant de la réduction des tailles des domaines de diffusion qui n'est pas accentuée par une intensité de déformation croissante. Pour le second cas, l'héritage en ^{40}Ar du protolithe se traduit par la circulation de fluides et de ^{40}Ar externe au système via les structures se déformant activement, produisant parfois un vieillissement des âges grandissant dans la phengite des structures les plus localisantes, alors que sur d'autres coupes il est observé un rajeunissement plus logique. Pour les deux cas, l'interprétation des âges obtenus dans les phases néoformées pendant la déformation est ambiguë entre refroidissement, cristallisation et mélange, et nécessite un examen détaillé des données confrontées aux températures de fermeture possibles. Les interprétations indiquent pour le cas d'Ikaria une localisation de la déformation ductile en moins de 1-3 Ma le long d'un gradient de second ordre d'une dizaine de mètre d'épaisseur. La localisation de la déformation à l'échelle d'une zone de cisaillement se réalise plus rapidement dans le cas de l'exhumation post-orogénique d'un MCC (~7 Ma) que dans le cas de l'exhumation de matériel continental impliqué dans un prisme de subduction (~14-10 Ma).

Mots clés : datation $^{40}Ar/^{39}Ar$, déformation, zone de cisaillement, localisation de la déformation, mica blanc

Significance of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in the case of crustal detachments: the examples of the Ikaria Island (Cyclades, Greece) and the Tenda massif (Alpine Corsica, France)

Numerous studies have shown the impact of deformation on the K-Ar system, and therefore $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages. These studies often do not provide data characterizing deformation and are limited to a comparison of the ages obtained in deformed rocks and an undeformed protolith. The first part of this study thus consisted in studying the strain distribution at different scales and finely describing strain intensity gradients. The study focused on two granitic protoliths, associated respectively with a difference in age between the formation of the protolith and the age of the tectonometamorphic events that is low (<1 Ma ; Ikaria Island) or inversely high (> 240 Ma ; Tenda massif). In the first case study, deformation results in a ^{40}Ar loss in K-bearing phases, interpreted as resulting from the reduction of diffusion domains sizes which is not accentuated by an increasing strain intensity. In the second case study, the ^{40}Ar inheritance of the protolith results in fluids and extraneous ^{40}Ar circulation through the actively deforming structures, ages in phengite being increasingly older approaching the most localizing structures in some sections, while others behave in an opposite way, more in line with the progressive strain localization in time. For both cases, interpretation of ages obtained in the newly formed phases during deformation is ambiguous between cooling, crystallization and mixing, and requires a detailed examination of the data confronted with the possible closing temperatures. Interpretations indicate for the Ikaria case study a strain localization in less than 1-3 Ma along a second order gradient of about ten meters in thickness. Strain localization at the scale of a shear zone occurs more rapidly in the case of a post-orogenic exhumation of a MCC (~ 7 Ma) than in the case of the exhumation of continental material involved in a subduction prism (~ 14-10 Ma).

Keywords : $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, deformation, shear zone, strain localization, white mica

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans CEDEX 2