



HAL
open science

L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles.

Olivier Maurel

► To cite this version:

Olivier Maurel. L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles.. Géologie appliquée. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2003. Français. NNT : . tel-00003429

HAL Id: tel-00003429

<https://theses.hal.science/tel-00003429>

Submitted on 29 Sep 2003

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.

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

N° attribué par la bibliothèque

.....

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Structure et Evolution Terre et Planètes
Formation Doctorale □ Structure et Evolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale □ Sciences de la Terre et de l'Eau

Présentée et soutenue publiquement

par

Olivier MAUREL

Le 4 Avril 2003

L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales □
Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des
failles.

JURY

M. Maurice BRUNEL
M. Michael COSCA
M. Jaume VERGES
M. Raphaël PIK
M. Philippe ROSSI
M. Patrick MONIE

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur de Thèse

Université Montpellier II
Université de Lausanne
CSIC, Barcelone
CRPG, Nancy
BRGM, Orléans
Université Montpellier II

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

N° attribué par la bibliothèque

.....

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Structure et Evolution Terre et Planètes
Formation Doctorale □ Structure et Evolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale □ Sciences de la Terre et de l'Eau

Présentée et soutenue publiquement

par

Olivier MAUREL

Le 4 Avril 2003

L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales □
Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des
failles.

JURY

M. Maurice BRUNEL
M. Michael COSCA
M. Jaume VERGES
M. Raphaël PIK
M. Philippe ROSSI
M. Patrick MONIE

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur de Thèse

Université Montpellier II
Université de Lausanne
CSIC, Barcelone
CRPG, Nancy
BRGM, Orléans
Université Montpellier II

Remerciements

Je tiens à adresser mes remerciements à Patrick Monié qui a guidé mes premiers pas dans le monde de la recherche. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma gratitude pour l'attention qu'il a porté à ce travail.

Je remercie Maurice Brunel, qui a co-dirigé cette étude, nos nombreuses discussions m'ont permis de mener à bien cette recherche.

Je remercie Michael Cosca et Jaume Vergés d'avoir accepté de lire ce travail et de le juger.

Cette étude n'aurait pu aboutir sans l'aide de Raphaël Pik qui m'a accueilli dans son laboratoire pour m'initier à la méthode (U-Th)/He et qui a accepté de faire partie du jury. Je remercie Nicolas Arnaud qui m'a également reçu dans son laboratoire pour m'initier à la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur les fK ainsi que Jean-Patrick Respaut qui m'a accompagné lors de ma première expérience sur la sonde ionique de Nancy.

Une partie de ce travail de thèse a été financée par le BRGM dans le cadre du levé des cartes géologiques de la France au 50000^e. Je remercie Thierry Baudin pour m'avoir accompagné sur le terrain et Philippe Rossi pour avoir accepté de faire partie du jury. Le GDR Marges (Atelier Golfe du Lion) a également participé au financement de ce travail. Cette collaboration fut possible grâce au concours de Michel Séranne.

J'associe à ce travail Marc Jolivet qui m'a initié à la méthode des traces de fission, ainsi que Diane Seward qui m'a accueilli à Zurich pour me perfectionner dans la pratique de cette méthode.

Je tiens également à joindre à ces remerciements toutes les personnes du bâtiment Recherches Géologiques de l'Université de Montpellier qui m'ont soutenues et encouragées durant toutes ses années.

A mes Parents,

A ma Famille,

A Marion.

SOMMAIRE

Introduction générale	9
I. Présentation de la chaîne des Pyrénées	17
I.1 Introduction	19
I.2 Les Pyrénées hercyniennes	19
I.2.1 Grands ensembles géologiques	19
I.2.2 Modèles d'évolution géodynamique	22
I.3 Les Pyrénées alpines	26
I.3.1 L'orogène pyrénéen	26
I.3.2 Les différentes unités géologiques	28
I.3.3 Apport de la géophysique	29
I.4 Les Pyrénées méditerranéennes	30
II. Méthodologie	35
II.1 Introduction	37
II.2 Uranium-Plomb sur zircon	40
II.2.1 Appareillage et procédure	42
II.2.2 Représentation des données	42
II.3 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	43
II.3.1 Principes et caractéristiques	43
II.3.2 Appareillage	44
II.3.3 Représentation des données	45
II.3.4 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique et modélisation thermique	47
II.4 Traces de fission sur apatite	50
II.4.1 Principes	50
II.4.2 Signification des âges traces de fission	54
II.5 (U-Th)/He sur apatite	55
II.5.1 Principes	55
II.5.2 La correction d'émission alpha	56
II.5.3 Technique analytique	58
II.5.4 Signification des âges (U-Th)/He	58
III. Thermochronologie multi-méthodes appliquée aux massifs de Mont-Louis et du Canigou	61
III.1 Introduction	63
III.1.1 Préambule	63
III.1.2 La faille de la Têt	63
III.2 Le massif granitique de Mont-Louis	65
III.2.1 Introduction	65
III.2.2 Présentation du massif	65
III.2.3 Présentation des résultats thermochronologiques	69
III.2.4 Interprétation	78
III.2.5 Courbe de refroidissement (T-t)	84
III.3 Le massif du Canigou s.l.	88
III.3.1 Introduction	88
III.3.2 Présentation du massif	88
III.3.3 Présentation des résultats thermochronologiques	91

III.3.4	Interprétation	101
III.3.5	Courbe de refroidissement (T-t)	108
III.4	Comparaison des courbes de T-t des massifs de Mont-Louis et du Canigou	111
	Discussion sur le rôle de la faille de la Têt au cours des temps géologiques	111
IV.	Thermochronologie multi-méthodes appliquée aux massifs de Saint-Laurent de Cerdans et des Albères	117
	Evaluation du rôle des failles sur leur exhumation	117
IV.1	Introduction	119
IV.2	Le massif granitique de Saint-Laurent de Cerdans	119
IV.2.1	Présentation du massif	119
IV.2.2	Présentation des résultats thermochronologiques	121
IV.2.3	Interprétation	126
IV.2.4	Courbe de refroidissement (T-t)	130
IV.3	Le massif des Albères	132
IV.3.1	Présentation du massif	132
IV.3.2	Présentation des résultats thermochronologiques	134
IV.3.3	Interprétation	138
IV.3.4	Courbe de refroidissement (T-t)	141
IV.4	Comparaison des courbes T-t des massifs de Saint-Laurent et des Albères	141
	Evaluation du rôle des failles sur leur exhumation	141
V.	Datation des Zones Mylonitiques de la Zone Axiale des Pyrénées orientales	145
V.1	Introduction	147
V.2	La faille de Mérens	148
V.2.1	Présentation	148
V.2.2	La zone mylonitique dans le granite pegmatitique de Soulcem	151
V.2.3	La zone mylonitique de Laparan dans les gneiss du massif de l'Aston	158
V.2.4	La zone mylonitique de Puyvalador à la bordure sud du granite de Quérigut	167
V.2.5	Conclusion	184
V.3	La zone de cisaillement du Boulou-Le Perthus	174
V.3.1	Présentation	174
V.3.2	Résultats et interprétation	174
V.3.3	Conclusion	180
V.4	La zone de cisaillement de Porté-Puymorens	181
V.4.1	Présentation	181
V.4.2	Résultats	181
V.4.3	Interprétation	183
V.5	Conclusion	186
	Remarques méthodologiques	189
	Conclusion générale	195
	Références bibliographiques	201

ANNEXES

Annexe I Maurel O., Brunel M. Monié P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *Comptes Rendus Géosciences*, Vol. 334, pp. 941-948.

Annexe II Maurel O., Monié P., Respaut J.P., Leyreloup A.F., Maluski, 2003. Pre-metamorphic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France). *Chemical Geology*, Vol. 193, pp. 195-214.

Annexe III Tableaux de résultats

- A. Uranium-Plomb
- B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
- C. Traces de fission
- D. (U-Th)/He
- E. Analyses chimiques

Annexe IV Localisation des échantillons

Introduction générale

Les Pyrénées, frontière naturelle entre la France et la péninsule Ibérique, résultent de la superposition sur un même segment crustal des effets tectoniques, magmatiques et métamorphiques de deux cycles orogéniques successifs séparés d'environ 200 Ma □ l'orogénèse hercynienne à la fin du Paléozoïque (Barnolas et Chiron, 1996) et l'orogénèse alpine (s.l.) Méso-Cénozoïque (Choukroune, 1992). Cette chaîne constitue une zone de frontière de plaques ayant fonctionné selon des cinématiques aussi contrastées que le décrochement, la compression, la transpression, la transtension et l'extension. De cette succession d'événements géodynamiques très divers sont nées les structures et en particulier les failles des Pyrénées dont l'influence sur l'édification de la chaîne reste encore aujourd'hui mal connue.

Dans la Zone Axiale (ZA), qui forme au sud de la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) l'axe morphologique de la chaîne, la distinction entre les événements hercyniens et alpins à l'origine de structures comparables, globalement orientées E-W à WNW-ESE, est difficile à partir de critères essentiellement géométriques. De plus, la rareté des terrains post-hercyniens dans cette zone ne permet que rarement de contraindre l'âge des déformations par des arguments stratigraphiques. Quelques chevauchements alpins s.s. sont cependant reconnus, par exemple au niveau de la nappe de Gavarnie (Séguret, 1972) ainsi qu'au sud du massif du Canigou (Laumonier et Baetens, 1986), où ils mettent en jeu des terrains post-triasiques. De nombreux autres accidents de taille plurikilométrique, comme la faille de Mérens (McCaig, 1986), celle de la Têt (Guitard et al., 1998) et celle du Boulou-Le Perthus (Soliva et al., 1991) étudiées lors de ce travail, jalonnent la Zone Axiale et structurent la chaîne sur toute sa longueur. Peu de contraintes absolues sur l'âge ou les âges de fonctionnement de ces failles ainsi que sur l'amplitude des mouvements associés étaient jusqu'à présent disponibles.

Comprendre le rôle de l'héritage hercynien sur la structuration alpine de la chaîne et à l'opposé l'impact des déformations alpines sur le socle anté-mésozoïque est indispensable pour mieux appréhender les processus orogéniques à l'origine de la formation de la chaîne des Pyrénées. Préciser le fonctionnement des grands accidents de la ZA nous permettra de mieux faire la part entre les structures et les mouvements relevant respectivement des orogénèses alpines et hercyniennes dans les Pyrénées Orientales et Ariégeoises. Cette caractérisation nécessite de répondre à un certain nombre de questions □

A quel moment ont été formées et potentiellement réactivées les grandes failles qui jalonnent la chaîne sur toute sa longueur □

Quelle cinématique peut-on associer à ces différentes failles selon leurs diverses périodes de fonctionnement □

Quelles ont été les conséquences sur l'évolution thermique de la chaîne (vitesse de refroidissement des roches) et sur l'évolution de son relief (quantité de mouvements verticaux associé au jeu des failles) □

La première étape de ce travail a donc consisté à apporter des contraintes chronologiques sur l'époque, ou plus vraisemblablement les différentes époques, de fonctionnement des grandes failles, que se soit dans le domaine ductile ou fragile. Ces datations ont été réalisées de deux façons différentes (cf. ci-dessous) soit indirectement par l'établissement de courbes T-t de part et d'autre des grands accidents où le différentiel entre les histoires de refroidissement a été mis en relation avec le fonctionnement des failles (accès aux déformations fragiles qu'il est impossible de dater autrement de manière absolue), soit directement par la datation des recristallisations métamorphiques dans les roches mylonitiques.

La détermination des taux de refroidissement et de leur variation au cours du temps nous a permis de quantifier l'amplitude des mouvements verticaux ayant affecté les divers segments étudiés de la chaîne. Les périodes de refroidissement distinctes déterminées lors de cette étude ont été comparées aux phases tectoniques reconnues par ailleurs. Il nous a ainsi été possible de caractériser différentes périodes de mise en place du relief des Pyrénées résultant d'une longue et complexe évolution tectonique contrôlée par le jeu de grandes failles qui ont elles-mêmes une histoire complexe.

Deux approches ont été utilisées lors de ce travail

a) Thermochronologie multiméthode

En référence au modèle thermochronologique de Dodson (1973), chaque âge radiochronologique traduit le passage d'un seuil thermique, au cours du refroidissement des roches, à partir duquel l'horloge se déclenche. Ce seuil est appelé communément température de fermeture (T_c) du système considéré. Dans ce travail, nous nous sommes attachés à établir les courbes T-t sur différents blocs crustaux, de part et d'autre des grandes failles, grâce à la combinaison de plusieurs systèmes thermochronologiques (fig. O.1), permettant de déterminer l'histoire thermique des roches depuis les épisodes de « Haute température », jusqu'à leur exhumation proche de la surface (e.g. Hoisch et al., 1997; Ortega-Rivera et al., 1997; Jolivet et al., 1999).

Déterminer l'âge du plutonisme hercynien, grâce au chronomètre U-Pb sur zircon ($T_c > 800^\circ\text{C}$ (Cherniak et Watson, 2000)) et suivre son refroidissement à l'aide des chronomètres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole ($T_c = 500\text{-}550^\circ\text{C}$ (Dahl, 1996)) et sur biotite ($T_c = 300\text{-}350^\circ\text{C}$ (Harrison et al., 1985)) a apporté de nouvelles contraintes sur l'évolution thermique des Pyrénées hercyniennes. Une attention particulière a été ensuite portée à la détermination de l'histoire thermique récente contemporaine des déformations alpines s.l.. L'utilisation d'une gamme de thermochronomètres de « Basse température », $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique ($T_c \approx 300\text{-}150^\circ\text{C}$ (Lovera et al., 1989)), traces de fission sur apatite ($T_c \approx 110\text{-}60^\circ\text{C}$ (Green et al., 1986)) et (U-Th)/He sur apatite ($T_c \approx 75\text{-}45^\circ\text{C}$ (Farley, 2002)) a permis de décrire le refroidissement des roches dans les derniers kilomètres de la croûte supérieure. Sur les courbes T-t ainsi obtenues, il a été possible d'individualiser différents épisodes d'évolution thermique et de les relier aux diverses phases thermotectoniques répertoriées (fig. O.1). Les

ruptures de pente dans ces courbes T-t ont permis de dater les changements du contexte tectonique à l'origine de la modification des modalités du refroidissement. La détermination de ces taux de refroidissement a apporté des contraintes quantitatives sur le rôle des grands accidents dans l'exhumation et l'évolution du relief de la Zone Axiale depuis l'époque hercynienne jusqu'à l'époque récente.

Sur le plan méthodologique, une comparaison des résultats obtenus à l'aide de ces divers thermochronomètres, notamment ceux de «Basse température» (traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur apatite, cf. chapitre II) a servi de test de cohérence des différentes méthodes dans la mesure où leurs Tc se recouvrent. Cette comparaison nous a permis d'aborder quelques interrogations concernant certains fondements de ces méthodes s.s. (correction d'émission-alpha pour la méthode (U-Th)/He par exemple (Farley et al., 1996), la validité des modélisations thermiques associées à la mesure des longueurs de traces confinées pour la méthode traces de fission (Gallagher, 1995) ou associées au dégazage progressif de l'argon sur les feldspaths potassiques (Lovera et al., 1989, 1991)) ainsi que leur application à des problèmes géologiques (effets de la topographie et de son évolution sur les méthodes traces de fission et (U-Th)/He (Stüwe et al., 1994 □ Braun et al., 2002 □ Ehlers et Farley, 2002)). Le couplage de ces différentes méthodes thermochronologiques, dont les résultats ont été confrontés aux données géologiques, a apporté des informations supplémentaires sur la validité de chaque âge obtenu et a conduit à mettre en relief certaines limites d'application pour chacune d'entre elles.

b) Datation des Zones Mylonitiques □

L'âge des recristallisations métamorphiques des zones mylonitiques qui jalonnent la plupart des grandes failles des Pyrénées reste encore aujourd'hui très discuté. Certains auteurs font de ces mylonites des objets exclusivement hercyniens (Carreras, 2001) alors que d'autres mettent en avant une origine alpine pour ces mylonitisations sur la base d'observations structurales (Lamouroux et al., 1980, 1981 □ Soula et al., 1986 □ Lamouroux, 1991) □ une origine alpine qui semble corroborée par des analyses géochronologiques (Mc Caig et Miller, 1986 □ Costa et Maluski, 1988 □ Majoor, 1988 □ Monié et al., 1994). Ces derniers auteurs interprètent les âges crétacés à éocènes fournis par le chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les zones mylonitiques comme la conséquence des recristallisations syn-cinématiques alpines. Néanmoins, d'autres auteurs (Laumonier, 1997 □ Guitard et al., 1998) posent le problème d'une possible réouverture des systèmes isotopiques de zones mylonitiques hercyniennes lors d'événements purement thermiques au cours du cycle alpin s.l.. Dans ce cas, la remise à zéro des systèmes isotopiques serait dûe soit à des phénomènes de perte d'argon par diffusion volumique s.s., soit à des phénomènes de recristallisation statique limités aux zones mylonitiques et à leur périphérie.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par sonde laser, particulièrement sensible aux événements thermo-tectoniques de relativement faible intensité (Mc Dougall et Harrison, 1999), a été appliquée sur des minéraux isolés et sur des bandes ultramylonitiques syn-cinématiques

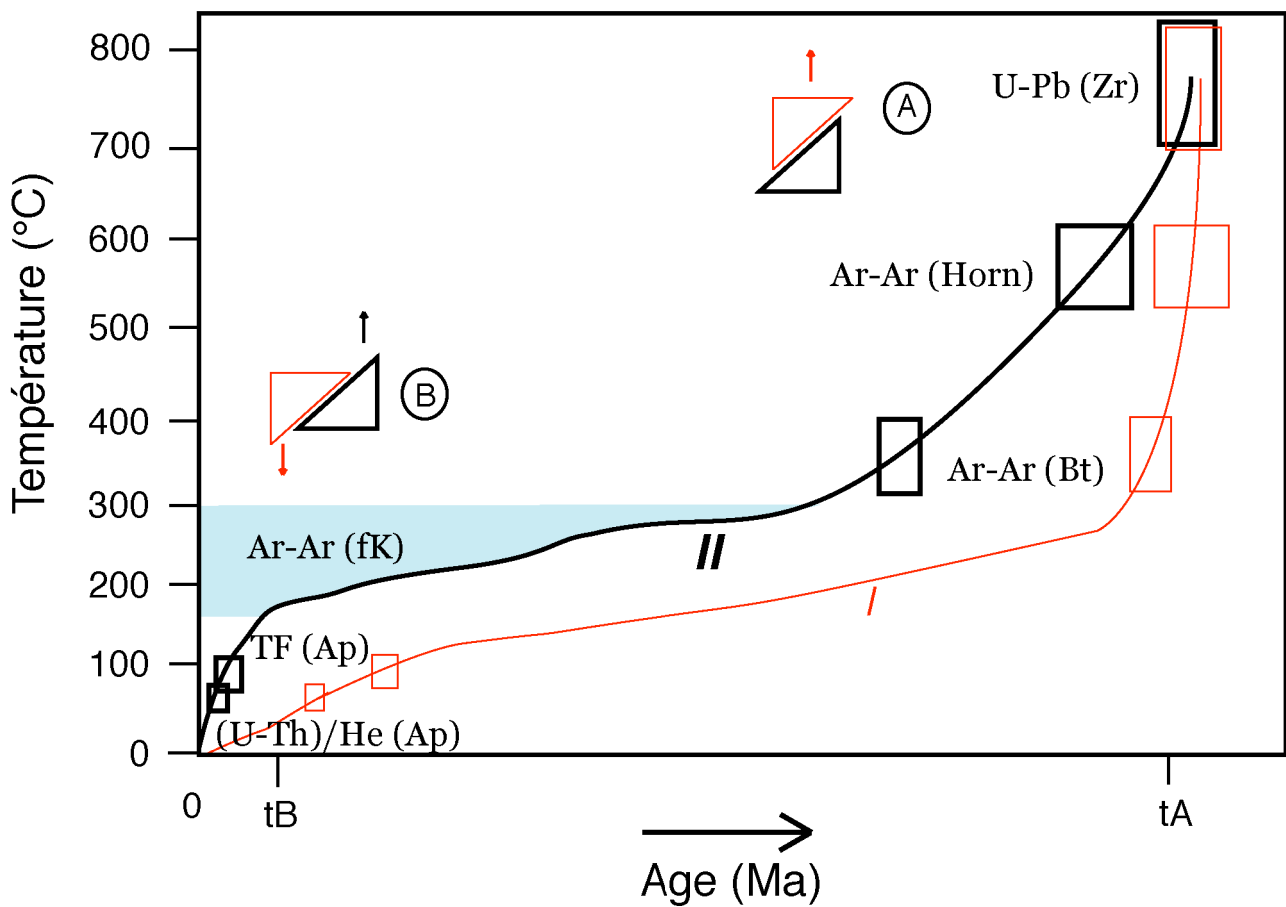


Figure O.1 : Courbes de refroidissement de deux roches de part et d'autre d'un accident obtenues à partir des chronomètres U-Pb sur zircon, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende, biotite et feldspath potassique (modèle de refroidissement selon la théorie de la diffusion multi-domaine (Lovera et al., 1989)), traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur apatite. Les changements de pente des courbes de refroidissement mettent en évidence les principaux événements thermiques affectant les roches. Au temps tA, la roche I (trait fin) se refroidit plus vite que la roche II (trait épais) du fait de sa position au toit d'un chevauchement. Au temps tB, la roche II se refroidit rapidement du fait de sa position au mur d'une faille normale tandis que la roche I se refroidit de façon linéaire sans rupture de pente.

essentiellement micacées. Cette méthode nous a permis d'établir l'âge de la mylonitisation et/ou l'âge de la réactivation majeure (ayant engendré des recristallisations) de mylonites préexistantes. L'influence purement thermique des événements alpins sur le socle paléozoïque a été établie par l'analyse des équivalents non déformés des roches mylonitiques. Cette étude des mylonites a également apporté quelques enseignements méthodologiques sur le comportement du chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans des conditions de déformation intense mais souvent à des températures relativement basses (350-400° C) proches, voire inférieures aux températures de fermeture des minéraux utilisés (Arnaud et Eide, 2000). L'importance relative des phénomènes de recristallisation et des effets purement thermiques agissant sur l'ouverture et de la remise à zéro du chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a ainsi été abordée (Dunlap, 1997).

Le premier chapitre de ce mémoire rappelle les grands traits et les structures caractéristiques des orogènes hercynien et alpin s.l. dans les Pyrénées. Une brève description des terrains et des structures formés durant ces deux cycles orogéniques y est présentée. Une description plus précise de chaque objet géologique étudié est ensuite reportée avant la présentation des résultats thermochronologiques.

Le second chapitre est consacré à la présentation des différentes méthodes thermochronologiques utilisées dans ce travail. Outre la description des méthodes et des protocoles analytiques, les limites de chacune d'elles seront exposées.

Le troisième chapitre présente l'étude thermochronologique des massifs granitiques de Mont-Louis et gneissique du Canigou. En comparant les données obtenues sur ces deux massifs, notamment les courbes de refroidissement, il a été possible de dater les diverses périodes au cours desquelles la faille de la Têt, qui sépare ces deux massifs, a fonctionné. La détermination des taux de refroidissement a permis d'estimer l'amplitude des mouvements verticaux des massifs en relation avec les différentes époques de fonctionnement de la faille.

Le quatrième chapitre présente les résultats obtenus, toujours à l'aide de la géochronologie multi-méthodes, sur les massifs plus orientaux du Saint-Laurent et des Albères.

Le cinquième chapitre expose quant à lui les résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur diverses zones mylonitiques de la partie orientale de la Zone Axiale (zone de cisaillement de Mérens, du Boulou-Perthus et dans la partie centrale du granite de Mont-Louis).

En conclusion, une chronologie détaillée des différentes phases tectonométamorphiques ayant affecté l'Est de la Zone Axiale de la chaîne des Pyrénées a été reconstituée. Leur influence sur la surrection de la chaîne, et donc la formation de relief, sera abordée et un modèle évolutif sera proposé. De plus, la cohérence ou non des différentes données thermochronologiques entre elles ainsi qu'avec les données géologiques a permis de discuter de la validité et des limites de chaque système radiométrique.

Chapitre I

Présentation de la chaîne des Pyrénées

1. Introduction

La chaîne des Pyrénées (fig. I.1), véritable mur montagneux entre France et Ibérie, constitue une frontière de plaques ayant fonctionné à de multiples reprises et de diverses façons depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à l'actuel. Elle présente donc un grand intérêt pour l'étude des phénomènes d'héritage tectonique, c'est-à-dire la réutilisation de structures préexistantes (hercynienne) lors d'un événement tectonique ultérieur (alpin). Comme il a été mentionné dans le chapitre introductif, de nombreuses zones d'ombre au schéma d'évolution général subsistent et notamment en ce qui concerne l'intensité des reprises alpines dans le socle anté-mésozoïque.

Il convient de rappeler les grands traits des orogènes hercynienne et alpine s.l., en se focalisant sur la partie orientale de la Zone Axiale qui constitue la zone d'étude de ce travail.

2. Les Pyrénées Hercyniennes

Abondamment décrit dans la Synthèse Pyrénées (Barnolas et Chiron, 1996), le cycle hercynien des Pyrénées ne fera l'objet que d'une courte description. Une description plus précise de la lithologie et des structures de chaque objet étudié lors de ce travail sera faite avant la présentation des résultats thermochronologiques le concernant.

Les Pyrénées Hercyniennes constituent un fragment des zones externes méridionales de l'orogène hercynien d'Europe de l'Ouest souvent oublié dans les reconstitutions géodynamiques (Matte, 1986, 1990), surtout en raison de l'intensité des déformations alpines ultérieures. Les effets de cette orogène qui a structuré toute l'Europe de l'Ouest à la fin du Paléozoïque se concentrent dans les Pyrénées Orientales sur une courte durée, entre le Namurien inférieur (c. 325-320 Ma) et le Stéphanien (c. 295 Ma). On peut noter un certain diachronisme des déformations hercyniennes, plus tardives de 10 à 15 Ma à l'Ouest de la chaîne, un diachronisme bien marqué par la progression vers l'ouest du bassin flexural des flyschs carbonifères (Dévolvé et Perret, 1989; Dévolvé et al., 1993, 1998).

2.1 Grands ensembles géologiques

a) Les dômes gneissiques (Aston, Hospitalet, Canigou, Roc de France, Albères)

Présents sous la forme de grands massifs, ces dômes elliptiques allongés E-W dans la ZA résultent des effets de la déformation et du métamorphisme hercynien sur des corps granitiques dont les âges de mise en place sont relativement mal établis (Debon et al., 1996). Ces massifs gneissiques étaient depuis longtemps considérés comme les témoins d'un ancien socle cadomien érodé sur lequel se serait déposé une épaisse série sédimentaire paléozoïque sur la base de données cartographiques (Fontelle et Guitard, 1968; Guitard, 1970) et

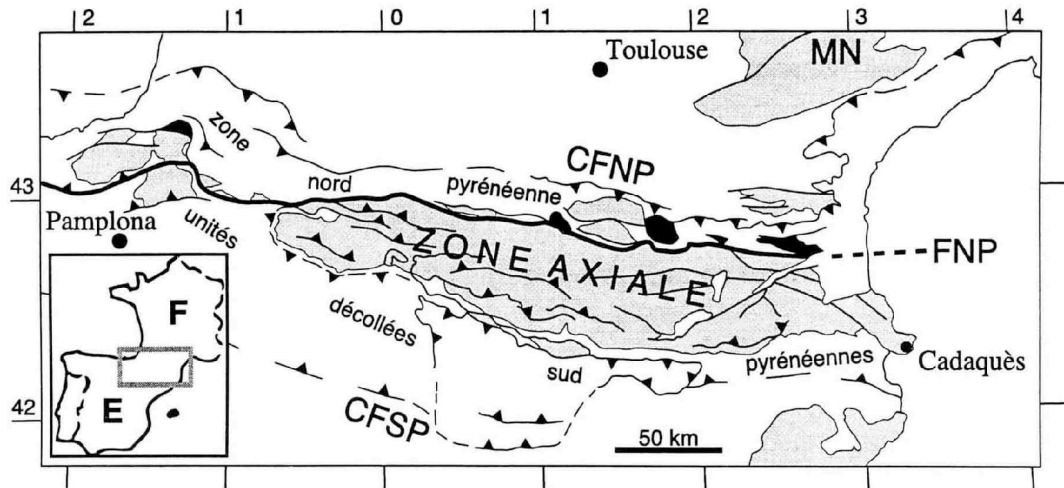


Figure I.1 : Carte générale de la chaîne des Pyrénées ; en gris, terrains paléozoïques, en noir Massifs Nord-Pyrénéens à reliques granulitiques (MNP) ; MN, Montagne Noire ; FNP, Faille Nord-Pyrénéenne ; CFNP, Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; CFSP, Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (d'après Saint-Blanquat, 1993).

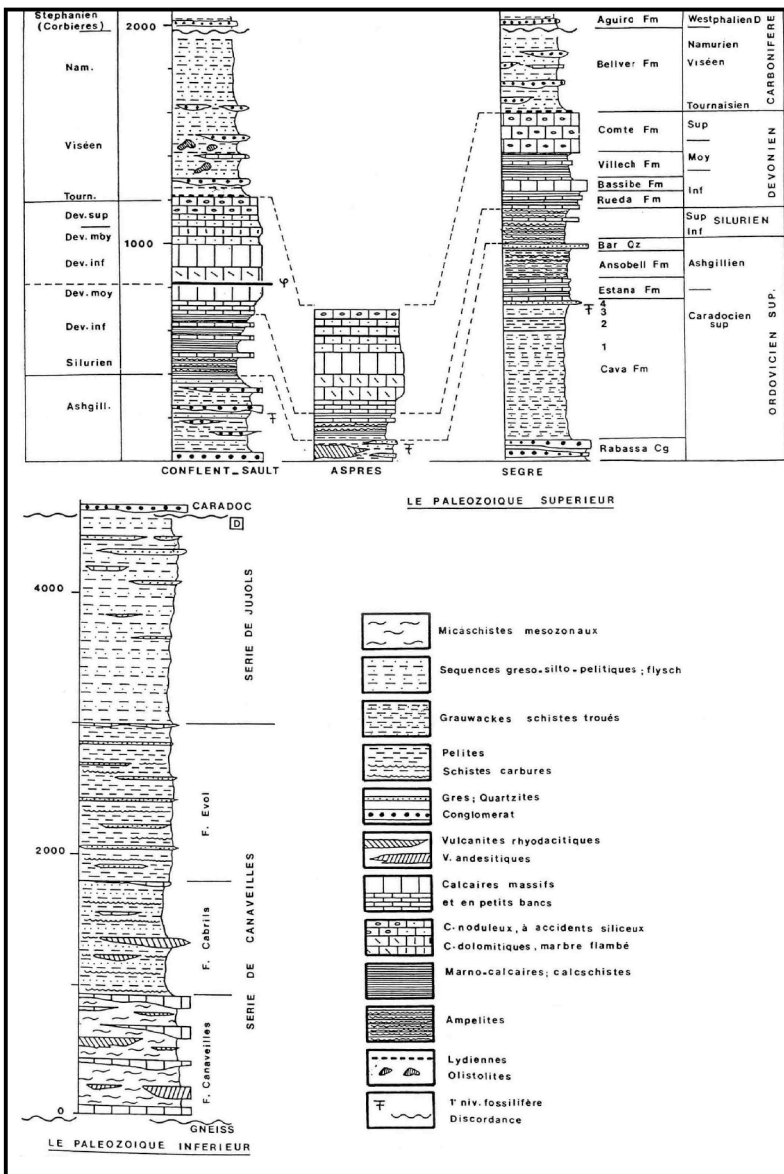


Figure I.2 : Log schématique des formations paléozoïques des Pyrénées Orientales (d'après Calvet, 1996).

géochronologiques (Vitrac-Michard et Allègre, 1975b). Ils sont réinterprétés aujourd'hui dans le cas du Canigou comme des plutons ayant intrudé la pile sédimentaire à l'Ordovicien vers 470 Ma (Delaperrière et Soliva, 1992, Barbey et al., 2001, Deloule et al., 2002, Cocherie et Guerrot, non publié). Un âge similaire avait déjà été proposé par Majoor (1988) pour le protolithe des gneiss de l'Aston. De nombreux orthogneiss de la chaîne varisque présentent un protolithe d'âge similaire (e.g. Delaperrière et Lancelot, 1989; Abati et al., 1999; Chen et al., 2000), témoins d'un magmatisme Cambro-Ordovicien lié à un épisode extensif généralisé (Matte, 1986).

Les roches constituant la plus grande partie de ces dômes sont des gneiss œillés issus de la transformation d'anciens granites rapakivi porphyroïdes (Barbey et al., 2001). Certains faciès à grain plus fin, comme le faciès G1 du Canigou (Guitard, 1970) et celui de la bordure nord du massif de l'Aston (Raguin, 1977) ont longtemps été considérés comme étant d'origine volcano-sédimentaire. Ces roches, situées entre les roches plutoniques et celles sédimentaires sus-jacentes, pourraient constituer des faciès aplitiques liés à la mise en place des granitoïdes à l'origine des gneiss œillés (G2-3 du Canigou, gneiss de Riète dans l'Aston). Des gneiss d'origine paradérivée sont présents dans les Albères (Autran et al., 1966).

b) La série métasédimentaire

Les travaux de Cavet (1957), Laumonier et Guitard, (1986) et Laumonier (1988, 1997) présentent de façon détaillée les différentes unités sédimentaires paléozoïques des Pyrénées-Orientales. Pour une synthèse plus exhaustive, le lecteur pourra se référer à Barnolas et Chiron (1996).

La série métasédimentaire est une série continue du Cambrien au Dinantien (fig. I.2). La partie inférieure du Paléozoïque sédimentaire, azoïque, est constituée essentiellement de schistes sur une épaisseur de 4000 mètres. Elle est représentée par la série dite de «Canaveilles» attribuée au Cambrien et à la base de l'Ordovicien dans laquelle se distinguent outre les schistes métamorphiques, des niveaux de carbonates constituant des niveaux repères. Au-dessus de la série de «Canaveilles» se trouve la série de «Lujols» attribuée à l'Ordovicien moyen et inférieur. Cette dernière est constituée de schistes moins métamorphiques ainsi que d'intercalations de grès et quartzites. La partie supérieure de ce Paléozoïque sédimentaire, peu métamorphique, débute par le Caradoc (premier niveau daté paléontologiquement) et se poursuit sans discordance jusqu'à la limite Viséen-Namurien.

c) Les granitoïdes

Autran et al. (1970) ont classé les granitoïdes hercyniens en fonction de leur niveau de mise en place dans la croûte

i) Les massifs supérieurs, dont la composition différenciée va depuis des granodiorites à hornblende à des granites à biotite et rare muscovite, sont les plus nombreux (Mont-Louis, St Laurent-La Junquera, Querigut-Millas, ...). Ils se présentent sous la forme de massifs

circonscrits recoupant les schistosités des zones épizonales (terrains Cambrien à Dévonien décrits précédemment) du métamorphisme régional. Leur mise en place serait donc plutôt contemporaine des phases tardives de déformation (D4-7 selon les critères de Guitard et al., 1984 □ Laumonier et al., 1984) contrairement aux propositions de Bouchez et Gleizes (1995) qui rattachent la mise en place du granite de Mont-Louis aux phases de déformation précoces anté-schisteuses (D1 de Bouchez et Gleizes, 1995 □ D1-2 au sens de Laumonier, 1997). Ils sont fréquemment associés à des roches basiques, essentiellement dioritiques, qui constituent les termes précurseurs de ces granitoïdes (St Laurent, Quérigut).

ii) Les massifs intermédiaires (granite profond du Canigou, d'Ax les Thermes) qui ont des compositions de granite à deux micas, beaucoup plus alumineux, se mettent en place au niveau de la mésozone. Ils sont beaucoup plus petits et présentent des contours diffus.

iii) Les massifs inférieurs (charnockite d'Ansignan dans le Massif Nord-Pyrénéen de l'Agly) se mettent en place au niveau de la catazone. Ils sont en petits stocks tant et si bien qu'il est difficile de leur attribuer le qualificatif de massif.

Une description précise de la composition et des structures de l'ensemble de ces corps magmatiques est donnée par Debon et al. (1996).

Les datations absolues, essentiellement par la méthode Rb-Sr, ont longtemps fait considérer ces massifs comme post-tectoniques (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a □ Fourcade, 1981 □ Majoor, 1988 □ Zimmermann et Debon, 1988). Toutefois de nouvelles datations par la méthode U-Pb sur zircon leur attribuent un âge Westphalien (Romer et Soler, 1995 ; Paquette et al., 1997 ; Roberts et al., 2000) plus en adéquation avec les données structurales suggérant une mise en place syn à tardi-tectonique. Ce point sera discuté plus en détail après la présentation des données U-Pb sur zircon acquises à la sonde ionique lors de ce travail sur le granite de Mont-Louis (cf. chapitre III) et sur celui de Saint-Laurent (cf. chapitre IV).

2.2 Modèles d'évolution géodynamique □

Plusieurs modèles d'évolution géodynamique complémentaires et/ou contradictoires existent pour la chaîne hercynienne des Pyrénées (synthèse dans Carreras et Debat, 1996). On peut rapidement les résumer □

a) Modèle diapirique □

Dans ce modèle proposé par Soula (1982), Soula et al. (1986a, b, c) et Pouget et al. (1989) une phase extensive précède le stade compressif responsable de l'épaississement crustal (fig. I.3a). La phase extensive précoce se traduirait en surface par une sédimentation en «horst et graben □ tandis qu'en profondeur des magmas basiques se mettent en place. L'ascension diapirique des dômes à coeur de gneiss, de migmatites ou de granitoïdes se réalise durant l'épisode de déformation majeure compressive (D2) et de manière contemporaine au développement du métamorphisme HT-BP.

b) Modèle de rifting continental□

En s'appuyant sur une étude isotopique et pétrographique du Massif Nord-Pyrénéen (MNP) des Trois Seigneurs, Wickam et Taylor (1985) et Wickam et Oxburgh (1985, 1986) proposent que la chaîne des Pyrénées se développe dans un environnement de rift continental affectant un bassin paléozoïque en subsidence continue (fig. I.3b). Le gradient métamorphique élevé qu'ils reconnaissent serait la conséquence d'un amincissement lithosphérique et les rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène témoigneraient d'échanges ultérieurs avec un fluide externe interprété comme de l'eau de mer d'âge Crétacé.

c) Modèle faisant intervenir une extension tardi-orogénique généralisée□

Ce modèle est basé sur la reconnaissance dans les terrains hercyniens des Pyrénées d'une suprastructure et d'une infrastructure (Zwart, 1979□Verhoef et al., 1984). Selon cette théorie, les foliations plates de l'infrastructure seraient contemporaines d'une phase extensive postérieure à la phase compressive marquée par les plis droits et les foliations sub-verticales de la suprastructure (Vissers, 1992). Cette extension tardi-orogénique reconnue dans d'autres parties de l'orogénèse hercynienne (Echtler et Malavieille, 1990□Malavieille et al., 1990) serait accommodée par une zone de cisaillement d'échelle crustale responsable de la déformation des gneiss de l'Hospitalet (fig. I.3c) (Van den Eeckhout et Zwart, 1988) et du Canigou (Gibson, 1989, 1991).

Cette extension est particulièrement bien visible dans les MNP du Saint-Barthélémy (Saint Blanquat, 1989), des Trois Seigneurs (Kriegsman et al., 1989) et de l'Agly (Bouhallier et al., 1991). Toutefois, certains auteurs (Paquet et Delay, 1989□Paquet et Mansy, 1991) voient dans cette extension les effets de la tectonique alpine, en l'occurrence Crétacé moyen.

d) Modèle collisionnel□

De nombreuses études cartographiques (Fontboté et al., 1958□Autran et Guitard, 1968□Guitard, 1970, Zwart, 1979) ont mis en évidence une tectonique souple compressive d'âge hercynien dans les Pyrénées. Si le caractère compressif de la déformation hercynienne des Pyrénées semble indéniable (Matte et Mattauer, 1987) et particulièrement dans la partie orientale de la Zone Axiale, le sens de déplacement des structures reste discuté. Le cas du massif du Canigou (fig. I.4) en est certainement le meilleur exemple (Guitard, 1970□Soliva et al., 1989). Laumonier (1997) et Guitard et al. (1998) proposent une évolution purement compressive dans les stades précoces vraisemblablement associée à un épisode métamorphique HT-MP (Azambre et Guitard, 2001) et qui se poursuit par des déformations de plus en plus décrochantes dans les stades tardifs de l'orogénèse, contemporains du métamorphisme HT-BP et du magmatisme. Ces derniers seraient donc postérieurs au paroxysme orogénique.

Un événement plutono-métamorphique HT-BP a affecté toute la pile crustale. Son origine n'est pas encore totalement élucidée. Le modèle le plus fréquemment invoqué fait appel à la relaxation orogénique (Vielzeuf, 1984□Guitard et al., 1996) où la mise en place de matériel asthénosphérique en base de croûte conduit à l'injection de magmas basiques dans la

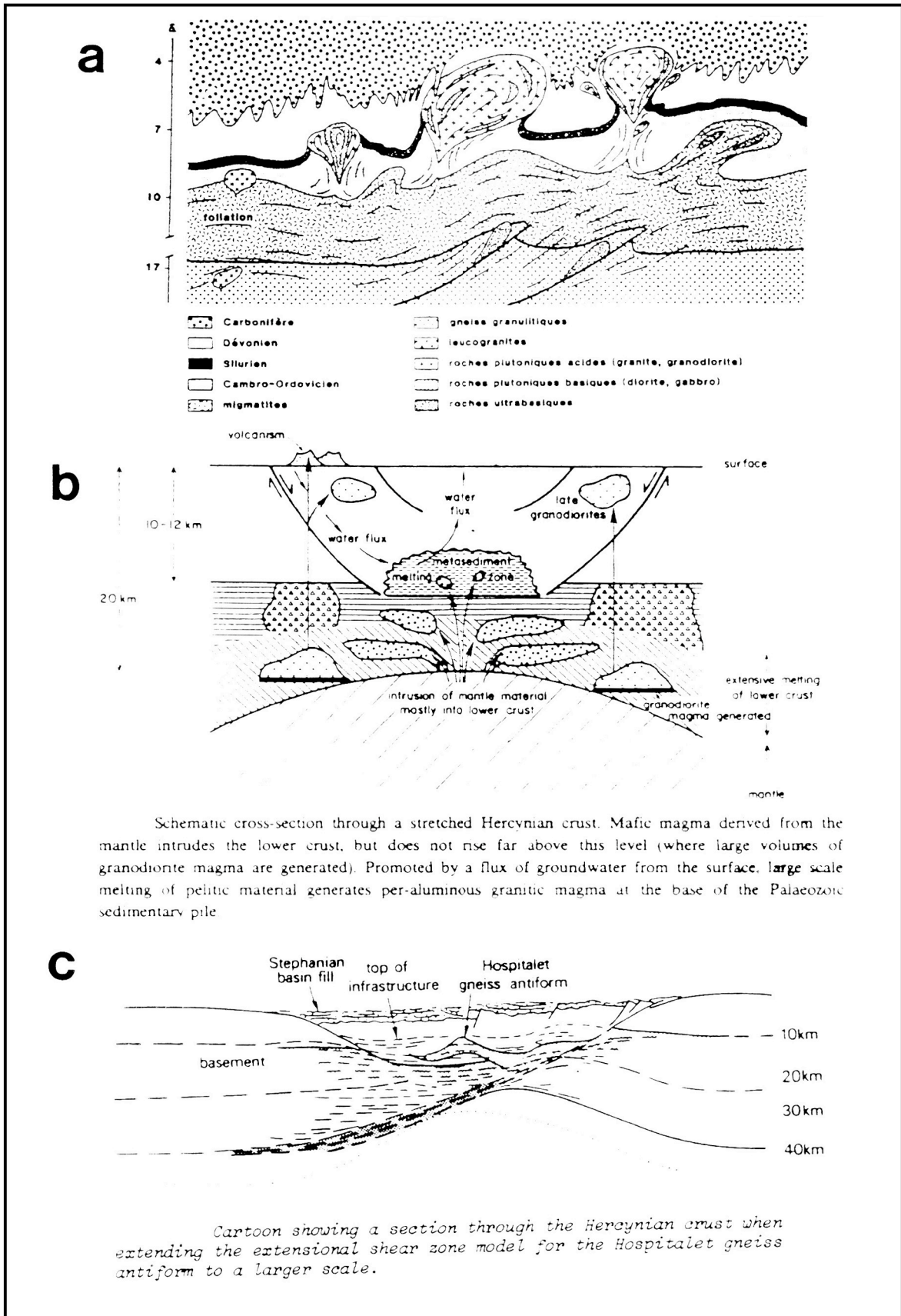


Figure I.3 : a) Modèle de mise en place diapirique des plutons et des massifs gneissiques (d'après Soula et al., 1982, 1986). b) Modèle de rifting continental (d'après Wickham et Oxburgh, 1986). c) Modèle d'extension crustale dans le massif gneissique de l'Hospitalet (d'après Van den Eeckhout, 1986).

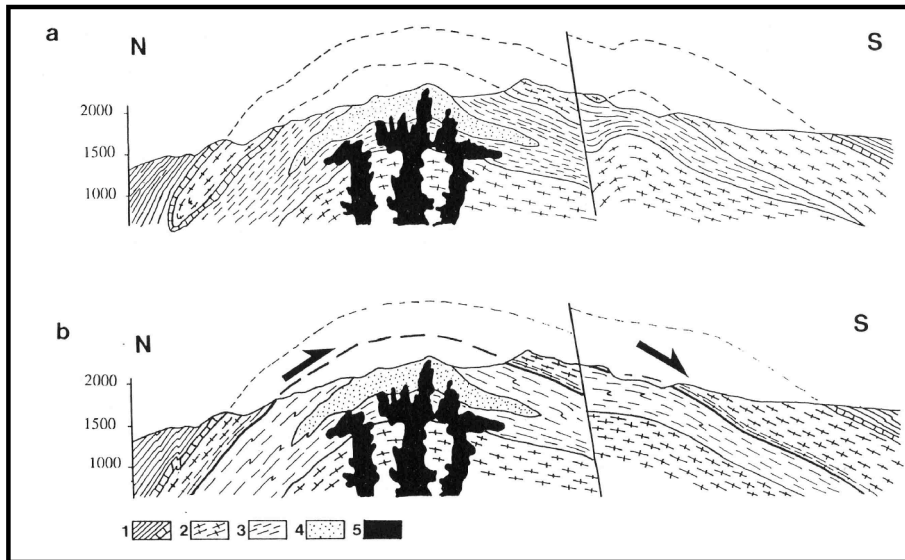


Figure I.4 : Deux interprétations différentes de la structure tangentielle du Canigou. a) Pli de style pennique couché vers le Nord-Est (Guitard, 1970). b) Nappe chevauchante vers le Sud-Ouest par l'intermédiaire d'une zone mylonitique (Lagarde, 1978, Soliva et al., 1989, Soliva, 1992). 1 : Série de Canaveilles avec un niveau de marbre à la base, 2 : Gneiss du Canigou, 3 : Métasédiments de la fenêtre de Balatg, 4 : Gneiss de Casémi, 5 : Granite profond du Canigou.

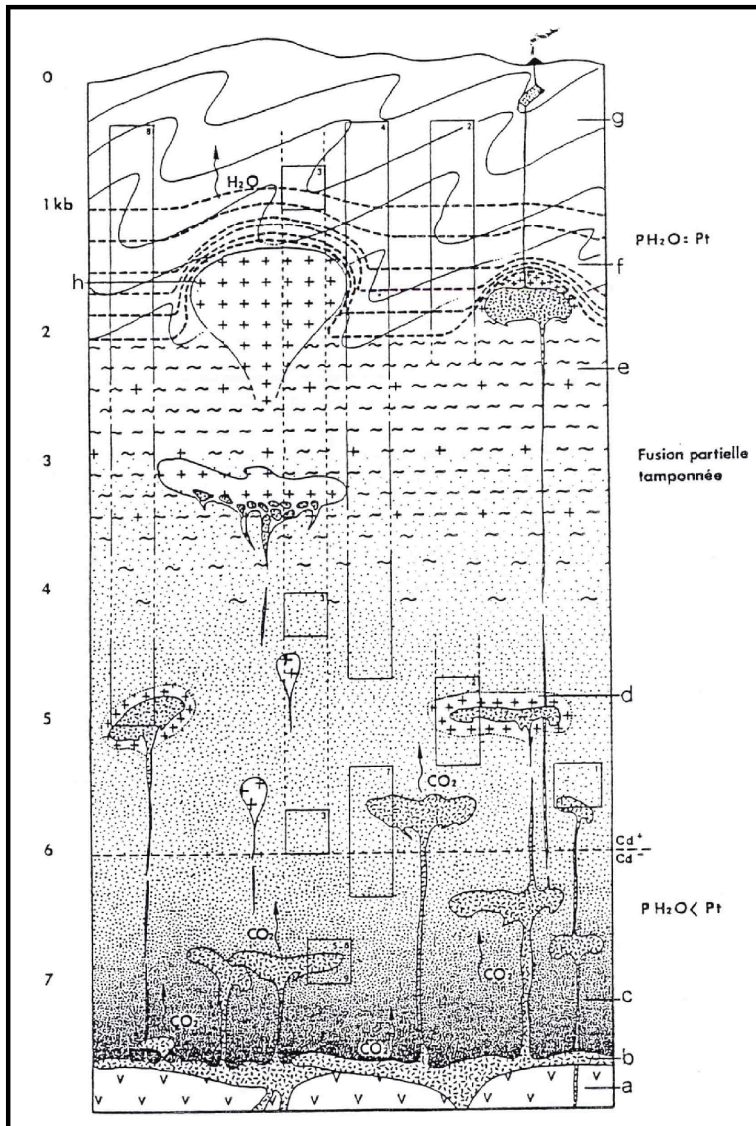


Figure I.5 : Modèle de relaxation orogénique expliquant le métamorphisme Haute Température-Basse Pression et le plutonisme hercynien (d'après Vielzeuf, 1984). 1 : Treilles, 2 : Agly, 3 : Bessède de Sault, 4 : Saint-Barthélémy, 5, 6 et 9 : Lherz-Saleix, 7 : Castillon, 8 : Ursuya. Les tiretés représentent les isogrades du métamorphisme hercynien. a : manteau supérieur, b : complexes basiques, c : croûte inférieure restitique, d : complexe diorito-noritique, e : horizon migmatitique, f : Paléozoïque métamorphique, g : Paléozoïque non métamorphique, h : granitoïdes.

croûte inférieure et à sa fusion dans les conditions granulitiques (production de magmas calco-alcalins). Le fort gradient géothermique qui en résulte est à l'origine du métamorphisme régional HT-BP. La montée des magmas vers la croûte supérieure participe également au transfert de chaleur vers le haut de la pile (fig. I.5).

S'il existe un consensus sur les conditions et les effets de ce plutono-métamorphisme, le contexte tectonique et les causes lithosphériques de ce magmatisme restent largement débattus. Pour Bouchez et Gleizes (1995), il est contemporain des phases majeures compressives hercyniennes mais pour la plupart des auteurs, il doit être relié aux phases tardives hercyniennes soit transpressives (Guitard et al., 1984, 1998), soit extensives (Visser, 1992).

3. Les Pyrénées Alpines s.l.

3.1 L'orogène pyrénéen

Cette chaîne intracontinentale sans suture océanique ni granite associés, résulte du blocage puis de l'écrasement d'un proto-rift Jurassique supérieur à Crétacé moyen (fig I.6) en relation avec le changement de direction de dérive de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Européenne supposée fixe. Elle appartient au système alpin d'Europe Occidentale et s'étend sur plus de 1000 kilomètres depuis la marge continentale Nord espagnole à l'Ouest jusqu'à la Provence à l'Est. La largeur de cette chaîne atteint environ 150 kilomètres mais ses effets peuvent se faire sentir dans des domaines plus externes.

L'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé moyen (dans le cadre global de l'ouverture de l'Atlantique Nord) s'accompagne de la dérive sénestre de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasienne (Le Pichon et al., 1970). La zone transformante ainsi créée conduit à un important amincissement de la croûte Européenne centré sur de petits bassins en pull-apart (Debroas, 1985, 1987). Cet étirement de la croûte n'aboutira pas à une océanisation comme le prouve l'absence de trace de suture océanique dans les Pyrénées. Ce jeu transformant accommodé principalement par la Faille Nord-Pyrénéenne durant l'Albo-Cénomaniens (110-90 Ma) a d'abord été estimé à 400 km (Choukroune et Mattauer, 1978; Olivet et al., 1981), mais plus récemment réévalué à 100 km (Olivet, 1996). L'importance de cette faille, au moins d'échelle crustale (Daignière, 1978) et peut-être lithosphérique (Mattauer, 1985), a donc peut-être été quelque peu surestimée, comme les faibles déformations qui lui sont associées sur le terrain tendraient à le prouver. De plus, les âges crétacés moyens obtenus sur des zones de cisaillement de la ZA (Monié et al., 1994 ; Soliva et al., 1993; ce travail) ainsi que dans les Massifs Nords Pyrénéens (Costa et Maluski, 1988; Nicolas, 1998) peuvent amener à penser que les déformations associées au mouvement transformant se seraient distribuées sur une zone large de plusieurs dizaines de kilomètres (affectant également la plaque ibérique) et n'auraient pas été concentrées uniquement sur la

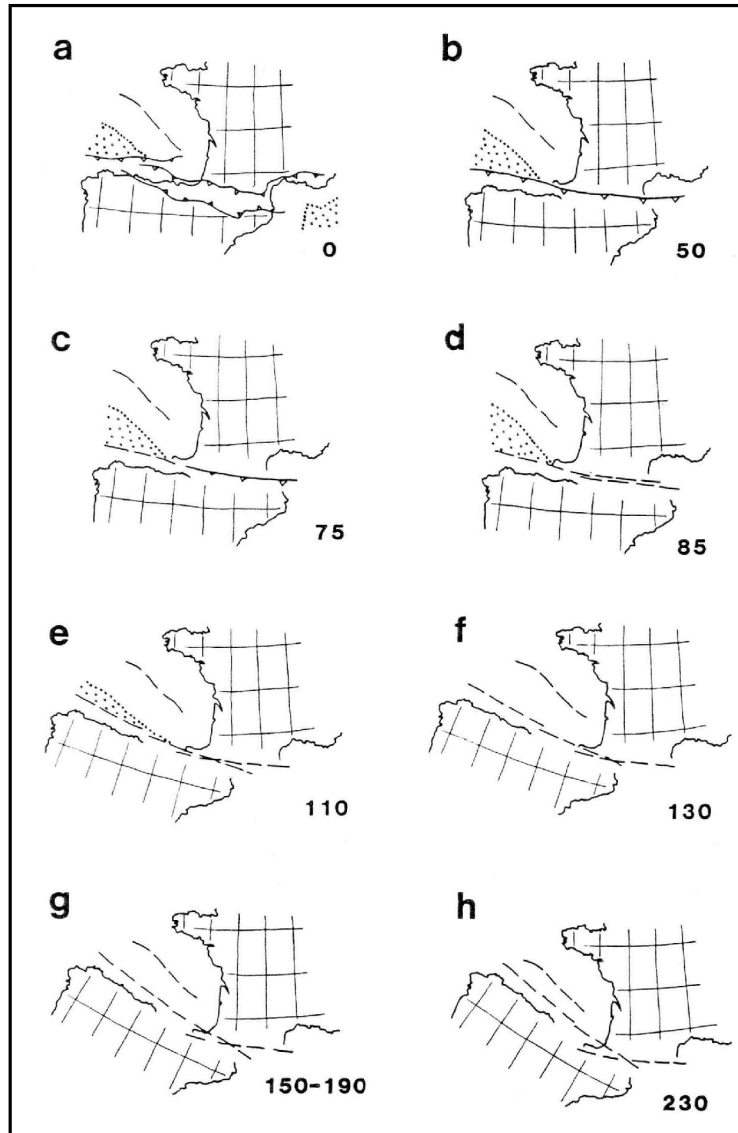


Figure 1.6 : Evolution de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne supposée fixe depuis le début du Mésozoïque jusqu'à l'actuel (d'après Saint-Blanquat, 1989).

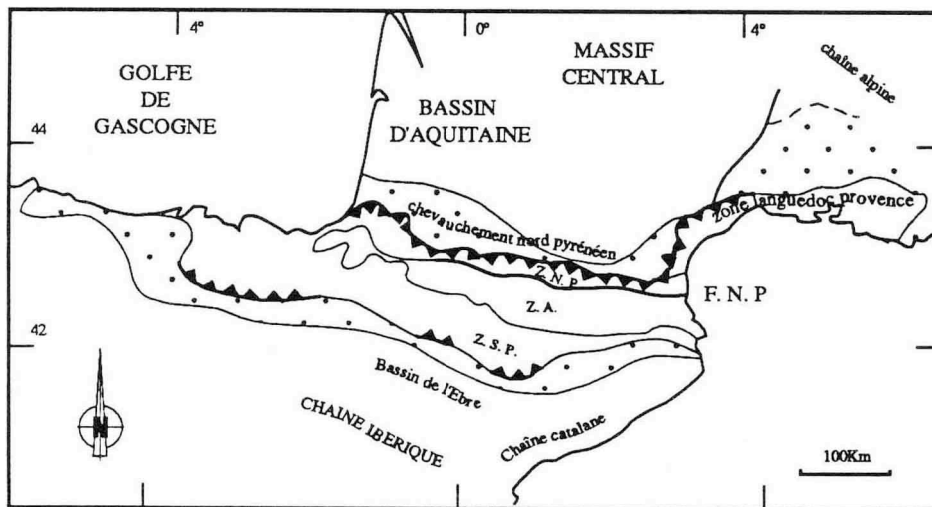


Figure 1.7 : Subdivision de la chaîne des Pyrénées selon des zones orientées Est-Ouest (d'après Mattauer et Henry, 1974).

Faille Nord Pyrénéenne (FNP). La signification de ces âges crétacés moyens (soit âge de la déformation mylonitique soit âge d'une réouverture des systèmes isotopiques synchrone ou pas d'un nouvel épisode mylonitique) sera discutée plus en détail dans le chapitre V relatif à la datation des zones mylonitiques de la ZA.

À partir du Crétacé supérieur (Santonien-Campanien), un changement du contexte géodynamique global lié à l'ouverture de l'Atlantique Sud modifie le sens de déplacement de la plaque Ibérique qui devient globalement N-S. La frontière de plaque marquée par la FNP devient alors une zone en compression. Cet événement compressif se manifeste par la subduction de la croûte océanique du Golfe de Gascogne sous la marge Nord espagnole (Boilot, 1984) et par une collision dans le domaine continental pyrénéen (Choukroune et al., 1973). Cet événement compressif post-cénomaniens va perdurer jusqu'à la limite Eocène-Oligocène. Il ne s'agit vraisemblablement pas d'un continuum de déformation mais plutôt d'une succession de plusieurs périodes d'intense activité tectonique entrecoupées d'épisodes de faible activité (Choukroune, 1970). Le raccourcissement modéré, évalué à 150 km (Roure et al., 1989), conduit à la chaîne linéaire que l'on observe actuellement.

3.2 Les différentes unités géologiques

Les Pyrénées alpines sont classiquement divisées en plusieurs zones structurales orientées E-W, parallèles à l'allongement de la chaîne (Mattauer et Henry, 1974). On distingue du Nord au Sud (fig. I.7)

i) La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), séparée de la ZA par la FNP, qui chevauche au Nord, par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP), les terrains secondaires et tertiaires du bassin molassique d'avant-chaîne (Bassin d'Aquitaine). Elle est constituée par une série carbonatée du Jurassique à l'Aptien et grésopélitique de l'Albien au Crétacé supérieur (Choukroune, 1976). Des roches hercyniennes apparaissent au sein de ces séries sous la forme de petits massifs satellites appelés Massifs Nord-Pyrénéens (MNP). Ces MNP sont constitués d'un socle granitique (témoin le plus profond du métamorphisme HT hercynien) et d'une série paléozoïque classique. Les principales caractéristiques de cette zone sont i) la présence d'un métamorphisme Haute Température–Basse Pression à dipyre (Golberg, 1987) d'âge albo-cénomaniens (Albarède et Michard-Vitrac, 1978; Golberg et Maluski, 1988) sur une bande de cinq kilomètres au nord de la FNP. Cette zone qui est aussi la plus déformée (Choukroune, 1976) représente la Zone Interne Métamorphique (ZIM), ii) une déformation extrême des bassins de flyschs albo-cénomaniens (Debroas, 1985, 1987, 1990), iii) la présence de chapelets de lherzolites mis à l'affleurement suite à l'extrême étirement de la croûte au Crétacé moyen (Monchoux, 1970; Fabriès et al., 1998), iv) la présence d'un magmatisme alcalin daté entre 100 et 85 Ma (Golberg et al., 1986; Montigny et al., 1986).

De petits massifs constitués de roches tholéitiques sous-saturées, les ophites, jalonnent la ZNP sur toute sa longueur. Longtemps considérées d'âge triasique (Montigny et al., 1986), ces roches ont été récemment datées du Paléocène inférieur (Danien) par Desreumeaux et al.

(soumis). La genèse et la mise en place de ces magmas vont impliquer une reconsidération de l'évolution thermique et tectonique de la ZNP (Rossi, 2002).

ii) Immédiatement au Sud de la FNP se trouve la Zone Axiale (ZA) appelée aussi Haute Chaîne Primaire (HCP). Elle contient presque exclusivement des terrains anté-mésozoïques déformés lors de l'orogénèse hercynienne. La série méso-cénozoïque la plus complète affleure au niveau du synclinal d'Amélie-les-Bains (Romero, 1967). Une tectonique souple (Mattauer, 1964 □ Mattauer et Séguret, 1966) chevauchante à vergence Sud caractérise le raccourcissement alpin. Elle est marquée par des failles et des chevauchements comme au niveau de la nappe de Gavarnie (Séguret, 1969, 1972), des têtes plongeantes de Nogueras (Mey et al., 1978), du Vallespir (Laumonier et Baetens, 1986 □ Laumonier, 1987). Il est probable que les zones mylonitiques qui jalonnent la ZA ont joué un rôle important à cette époque, ce qui a longtemps été sous-estimé. Un faisceau d'arguments tectoniques (Lamouroux et al., 1980, 1981 □ Lamouroux, 1991 □ Soula et al., 1986c) mais également radiométriques (Mc Caig et Miller, 1986 □ Majoer, 1988 □ Soliva, 1992 □ Monié et al., 1994) vont en faveur de l'existence de mylonites pyrénéennes s.l. (Crétacé et/ou Eocène) qui se surimposent ou non à des mylonites hercyniennes.

iii) La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), composée de terrains sédimentaires (carbonates mésozoïques et molasses cénozoïques) se caractérise par une tectonique en nappes vers le Sud. Ces terrains constituent la couverture sédimentaire autochtone de la ZA actuellement décollée. La ZSP chevauche vers le Sud les molasses du bassin de l'Ebre par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP) (Séguret, 1972 □ Vergés et Munoz, 1990).

3.3 Apport de la géophysique □

Les données géophysiques, et plus particulièrement celles du profil ECORS Pyrénées, ont permis de mieux appréhender la structure profonde des Pyrénées (Choukroune et al., 1989 □ Daignières et al., 1989 □ Roure et al., 1989 □ Mattauer, 1990). Ces données montrent une asymétrie de la structure crustale des Pyrénées. La croûte passe d'une épaisseur normale (≈ 30 km) sous la ZNP et le bassin aquitain, à une croûte épaissie ($\approx 50-55$ km) sous la ZA avec un décalage du Moho localisé à la verticale de l'empreinte en surface de la FNP (Daignière et al., 1981). Un plongement du Moho ibérique sous la ZNP a pu être mis en évidence. Il traduit l'engagement d'un coin de lithosphère ibérique dans une subduction à vergence nord. Des données tomographiques confirment ce plongement de la lithosphère ibérique sous la ZNP (Souriau et Granet, 1995). Des modélisations numériques (Chéry, 1988, Chéry et al., 1990) montrent que le raccourcissement d'une lithosphère amincie dissymétriquement (au Crétacé dans le cas présent) conduit à la formation d'une racine crustale asymétrique. Récemment, Beaumont et al. (2000) ont montré que cette asymétrie crustale pouvait être la conséquence de la réactivation d'hétérogénéités crustales héritées, le raccourcissement étant d'abord accommodée par l'inversion des structures extensives crétacées puis plus tardivement par la réactivation d'hétérogénéités hercyniennes. Un

important héritage de l'histoire hercynienne a été reconnu dans l'anisotropie sismique importante orientée E-W du manteau lithosphérique (Barruol et al., 1998).

Cette asymétrie des structures profondes de la chaîne se manifeste par une morphologie de surface particulière avec des profils de dénivellation contrastés entre le versant nord, marqué par une pente abrupte, et le versant sud qui descend en pente douce jusqu'aux sédiments du bassin de l'Ebre.

4. Les Pyrénées Méditerranéennes

La difficulté à établir clairement l'influence de chaque cycle orogénique est amplifiée dans la partie orientale de la chaîne qui est l'objet de cette étude. En effet, celle-ci se distingue du reste de la chaîne par l'intervention d'une phase extensive d'âge oligocène supérieur-miocène inférieur en relation avec l'ouverture du bassin de Méditerranée Occidentale (Réhault, 1984 ; Séranne, 1999) et avec la rotation du bloc Corso-Sarde (Burrus et al., 1987) (fig. I.8). Cette phase tectonique réactive localement d'anciens accidents comme la faille de la Têt (Philipp et al., 1992 ; Guitard et al., 1998). Cette phase dite « Méditerranéenne » va fortement modifier les structures de la partie orientale de la chaîne et influencer grandement sur l'évolution de son relief.

Ainsi la grande chaîne pyrénéo-provençale formée au préalable (Crétacé supérieur-Eocène), qui s'étend sur plus de mille kilomètres de long d'Est en Ouest et environ 150 kilomètres de large (mais dont les effets se font sentir jusqu'à au moins 300 km) s'effondre au niveau du Golfe du Lion (fig. I.9) (Séranne et al., 1995). La réactivation d'anciens accidents conduit à un découpage du bâti hercynien et à la formation des bassins néogènes (Cerdagne, Conflent, Roussillon). Ces failles souvent marquées par le développement de zones broyées fines et argileuses se surimposent pour la plupart à des zones mylonitiques plus anciennes tardi-hercyniennes, crétacées moyennes et/ou éocènes (faille de la Têt, Sère, 1993 ; Guitard et al., 1998). L'escarpement de la faille normale de la Têt sur le flanc nord du massif du Canigou est marqué par des facettes triangulaires lui conférant une morphologie exceptionnelle (Briais et al., 1990).

Cette évolution récente a modelé le relief des Pyrénées Orientales (Calvet, 1996) et continue par ailleurs à le faire comme en témoigne l'activité sismique actuelle de cette partie de la chaîne (Souriau et al., 2001) dont l'origine compressive ou extensive est mal contrainte par les mécanismes au foyer.

Les Pyrénées Orientales offrent la possibilité d'appliquer la thermochronologie multiméthodes dans un secteur de la chaîne pyrénéenne où l'on sait que les mouvements verticaux sont polyphasés. Les différentes méthodes thermochronologiques présentées dans le chapitre suivant vont nous permettre de caractériser ces mouvements depuis les parties les plus profondes de la croûte jusqu'aux zones superficielles. Nous pourrions ainsi apporter des

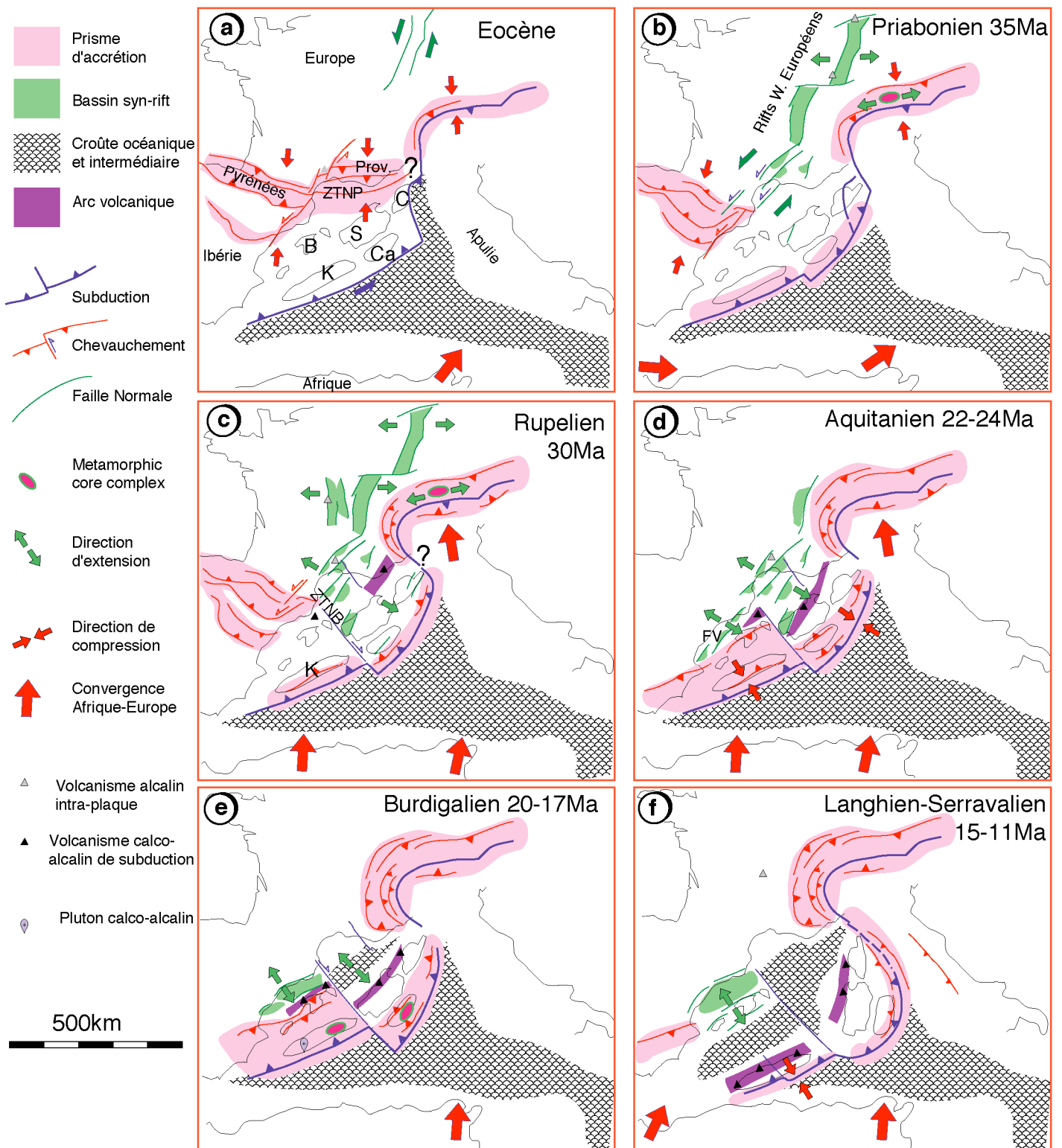


Figure I.8 : Schéma d'évolution géodynamique du Nord-Ouest de la Méditerranée depuis l'Eocène (Séranne, 1999). B : Baléares, C : Corse, S : Sardaigne, K : Kabylies, Ca : Calabre, FV : Fosse de Valence, Prov : Provence, ZTNP : Zone Transformante Nord-Pyrénéenne, ZTNB : Zone Transformante Nord-Baléares.

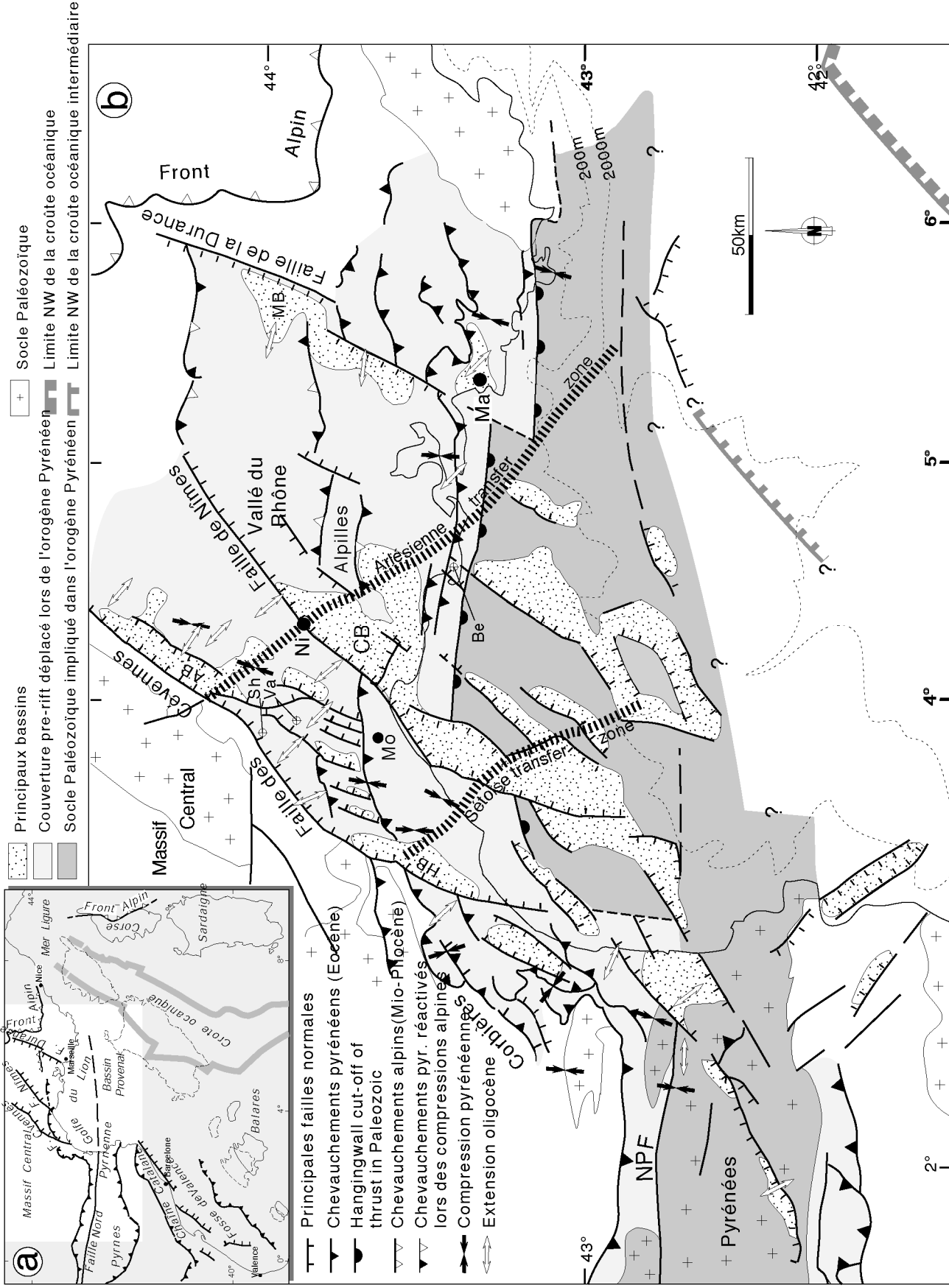


Figure 1.9 : a) Le Golfe du Lion dans le bassin de Méditerranée Occidentale. b) Schéma structural du Golfe du Lion montrant la superposition des structures extensives oligo-miocène et des structures compressives pyrénéennes de l'Eocène (d'après Séranne et al., 1995).

précisions au schéma d'évolution thermo-tectonique de la chaîne et à la compréhension de l'évolution des reliefs au cours du temps.

Chapitre II

Méthodologie

1. Introduction

Au début du XX^e siècle, après la découverte de la radioactivité naturelle par Becquerel (1896), des chercheurs tels Rutherford et Soddy (1902) et Rutherford (1906) ont très vite compris l'intérêt de ce processus physique, totalement indépendant de tout autre paramètre que la nature du noyau radioactif et du temps, pour dater la formation des roches.

L'équation de base de la désintégration radioactive est

$\frac{\partial P}{\partial t} = -\lambda P$ (1) où P est le nombre d'isotopes pères présents actuellement, t le temps, λ la constante de désintégration propre à chaque noyau radioactif avec $t_{1/2} = \ln 2 / \lambda$ où $t_{1/2}$ correspond à la période (temps nécessaire à la disparition de la moitié des atomes radioactifs présents)

En intégrant (1)

$P = P_0 e^{-\lambda t}$ (2) où P_0 est le nombre d'atomes d'isotope père à $t=0$

Comme $F = P_0 - P$ avec F le nombre d'atome d'isotope fils actuellement présents

$F = P(e^{\lambda t} - 1)$ (3)

A partir de (3), on tire l'équation d'âge :

$t = \frac{1}{\lambda} \ln(F/P + 1)$ (4)

Les premières tentatives de datation absolue ont cherché à mesurer la production de noyau d'hélium lors de la désintégration de l'uranium (Rutherford, 1906). Elles donnèrent des résultats peu convaincants, car souvent beaucoup trop jeunes, qui firent abandonner ce couple isotopique pour longtemps.

Le développement des appareils de mesures isotopiques, en particulier les spectromètres de masse, va permettre des analyses de plus en plus précises et conduire à la publication des premiers âges radiochronologiques grâce au chronomètre U-Pb (Nier, 1939). Cependant, on a pu rapidement constater que les différents systèmes isotopiques (couples isotopes pères radioactifs-isotopes fils radiogéniques appliqués à la roche totale ou à une phase minérale particulière) donnaient des résultats discordants et bien souvent plus jeunes que l'âge supposé de la roche (comme cela avait déjà été remarqué par Rutherford en 1906 pour le couple U-He). Il en a été déduit que les roches ou les minéraux avaient la propriété, à des degrés variables, de perdre les éléments radiogéniques, ce qui pouvait apparemment nuire à la datation des roches.

Cependant, la multiplication des études a montré qu'il existait une systématique dans l'ordre de fermeture des différents couples isotopiques, cette fermeture correspondant au moment où l'échantillon se comporte en système clos vis-à-vis de l'isotope radiogénique (Jäger, 1967). C'est à partir de ce constat que Dodson (1973) apporta un formalisme mathématique à cette fermeture et introduisit la notion de température de fermeture T_c . Celle-ci correspond à la température atteinte lors du refroidissement de la roche à partir de laquelle les éléments fils radiogéniques ne diffusent plus hors du réseau cristallin des minéraux (fig. II.1). Au-dessus de cette température, la diffusion volumique permettrait la migration sub-instantanée de ces éléments dans le milieu ambiant immédiatement après leur formation par désintégration radioactive. La température apparaît donc comme le facteur déterminant dans le déclenchement d'un chronomètre isotopique. L'équation suivante de la température de fermeture a été proposée par Dodson (1973) □

$$T_c = E/R \ln [(ART_c^2 D_0/a^2)/(E(dT/dt))]$$

où R est la constante des gaz parfaits, E l'énergie d'activation du système, A un paramètre géométrique de diffusion, D_0 le facteur de fréquence (coefficient de diffusion D pour une température infinie), a une dimension de diffusion et dT/dt la vitesse de refroidissement

L'utilisation de plusieurs systèmes radiométriques, dont les caractéristiques de diffusion diffèrent en liaison avec une rétention variable des isotopes dans les réseaux cristallins, permet donc de retracer l'histoire thermique d'une roche. L'établissement de courbes Température-temps (T-t) va ainsi permettre de contraindre le refroidissement d'une roche (fig. O.1) et de relier celui-ci au cadre tectonique régional. On peut distinguer le cas où ce refroidissement s'effectue de manière relativement simple avec une fermeture successive des différents thermochronomètres et le cas où la roche va être soumise à une ou plusieurs crises thermo-tectoniques importantes capables de perturber un ou plusieurs systèmes isotopiques fermés au préalable (fig. II.2). Dans le premier cas, les différents segments de la courbe de refroidissement vont permettre de caractériser différentes périodes aux modalités de refroidissement différentes, et reflétant chacune des conditions thermotectoniques particulières. Dans le second cas, une partie plus ou moins importante de l'histoire thermique initiale va être effacée par la crise thermo-tectonique ultérieure. Débrouiller les trajectoires T-t suivies par les roches devient alors beaucoup plus délicat. Ceci provient également du fait que les processus régissant la réouverture d'un système isotopique lors d'une telle crise sont complexes, car outre l'influence de la température, la déformation, les fluides, les phénomènes de recristallisation etc. peuvent avoir un rôle majeur sur la perte d'éléments radiogéniques. Dans ce cas, la détermination de l'âge perd en partie de sa signification thermochronologique (Villa, 1998) et l'utilisation de la notion de température de fermeture s'avère peu adaptée. Une étude au cas par cas est donc nécessaire pour comprendre quels paramètres contrôlent les migrations isotopiques dans ces situations particulières. Un exemple

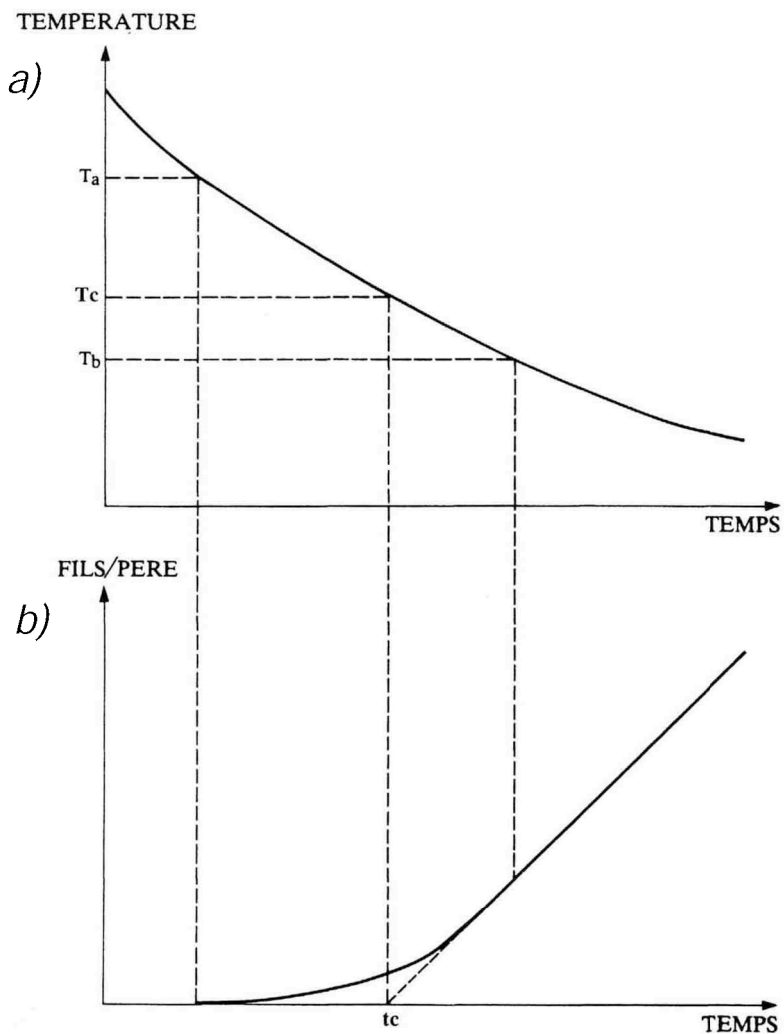


Figure II.1 : Notion de température de fermeture (T_c pour closure Temperature) selon Dodson (1973). a) Courbe de refroidissement d'une roche. b) Courbe d'accumulation d'un isotope fils radiogénique au cours du refroidissement. T_a correspond à la température où l'isotope fils commence à s'accumuler dans le système, T_b correspond à la température où la fermeture devient totale, T_c qui est obtenue par extrapolation de la courbe d'accumulation vers l'axe des temps est la température de fermeture du système.

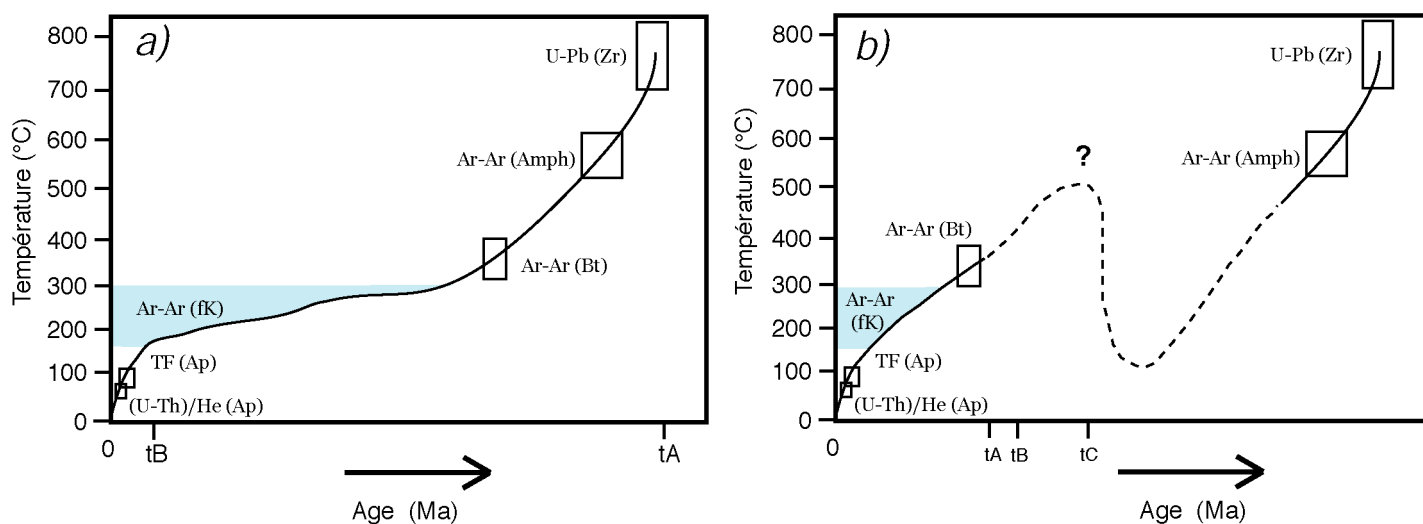


Figure II.2 : a) Histoire thermique simple marquée par un refroidissement rapide de la roche suite à sa mise en place à t_A puis par une période de lent refroidissement jusqu'à t_B où le refroidissement s'accélère. b) Histoire de refroidissement complexe marquée par un épisode thermique qui culmine à une température intermédiaire entre les T_c des amphiboles et des biotites pour la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. L'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la biotite correspond à un âge de refroidissement suite à un épisode thermique d'âge t_C et non au refroidissement de la roche suite à sa mise en place comme dans a). La partie de la courbe de refroidissement en pointillé représente une zone difficilement contrainte par la thermochronologie.

de comportement isotopique où la notion de température de fermeture (ou de blocage) doit être considérée avec précaution est donné en annexe (cf. Annexe II).

Les différents systèmes thermochronologiques utilisés lors de ce travail seront décrits dans l'ordre décroissant de leur température de fermeture estimée d'après la littérature :

2. U-Pb sur zircon

Les principes de la méthode U-Pb ne seront pas exposés ici. Le lecteur pourra se référer à Pin (1979) et Albarère et al. (1985) par exemple pour plus de détails.

Cette méthode basée sur la désintégration de ^{238}U et ^{235}U en ^{206}Pb et ^{207}Pb respectivement (avec $\lambda^{238} = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ et $\lambda^{235} = 9,8485 \cdot 10^{-10}$) permet de dater précisément la mise en place des plutons granitiques à partir des zircons. En effet, les températures nécessaires à la diffusion volumique du plomb hors du réseau cristallin du zircon sont supérieures à 900-1000° C (Cherniak et Watson, 2000), c'est à dire au dessus du solidus des magmas calco-alcalins étudiés lors de ce travail. En principe, on sera donc en mesure de dater la cristallisation de ce minéral dans les granites, et donc la mise en place de ces derniers.

Toutefois des pertes en plomb radiogénique peuvent se produire pour des températures bien inférieures à celles nécessaires pour la diffusion volumique s.s.. Ces pertes (continues ou discontinues), qui conduisent aux classiques discordances dans le diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (fig. II.3) pourraient être la conséquence de fractures et altération du zircon (métamictisation) ainsi que de phénomènes de dissolution-recristallisation dont l'origine reste pour le moment sujette à débats (Mezger et Krogstad, 1997). Ces discordances rendent les déterminations d'âge moins précises car celui-ci va résulter d'un intercept entre la courbe théorique des points concordants (Concordia) et une droite mesurée discordante (Discordia). Donc, pour améliorer la précision sur cet âge, il convient d'essayer de diminuer le taux de discordance. Krogh (1982) montra que celui-ci pouvait être diminué en utilisant les zircons les moins magnétiques correspondant à ceux où la métamictisation (destruction du réseau cristallin engendrant des pertes en plomb radiogénique) est la moins avancée et en abrasant mécaniquement la bordure des cristaux, siège de perte en plomb. Ces procédures utilisées dans la plupart des laboratoires U-Pb ne permettent pas toujours d'éliminer le phénomène de discordance car souvent les zircons montrent des structures internes complexes comme des coeurs hérités et des zones de surcroissance qui peuvent être multiples (Vavra et al., 1996). Lors d'une analyse par dilution isotopique, même sur un monograin, cette complexité interne des cristaux conduit à un mélange entre des réservoirs différents isotopiquement, nuisant à une détermination précise de l'âge. Pour s'affranchir de ce problème de structures cristallines multiples, et éventuellement dater ces différentes structures, il convient donc de réaliser des analyses ponctuelles sur des zones préalablement identifiées et caractérisées. Les analyses à la sonde ionique, développées au début des années 80 par les Australiens (Compston et al., 1984), permettent d'atteindre cette résolution spatiale et qui plus est ne nécessitent pas de préparation chimique. Cette méthode s'avère donc

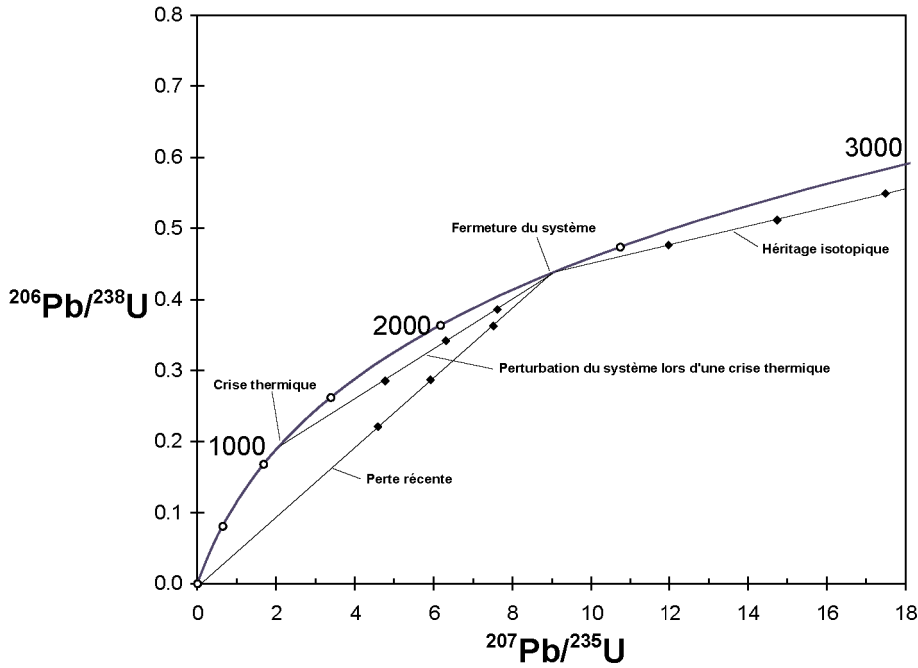


Figure II.3 : Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Wetherill, 1956).

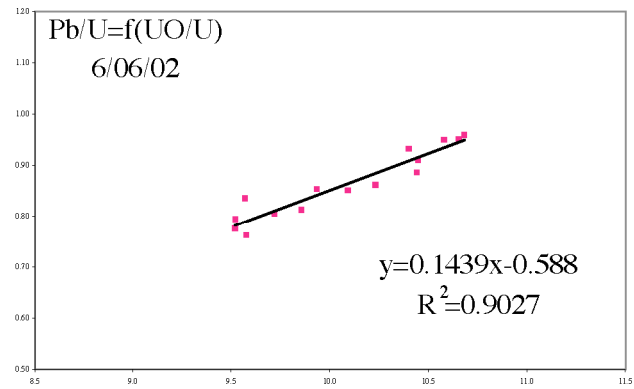
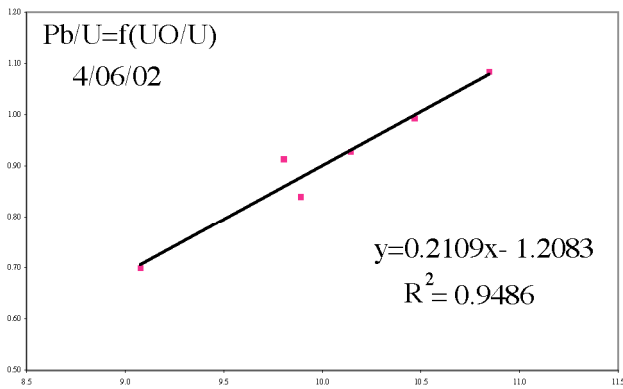
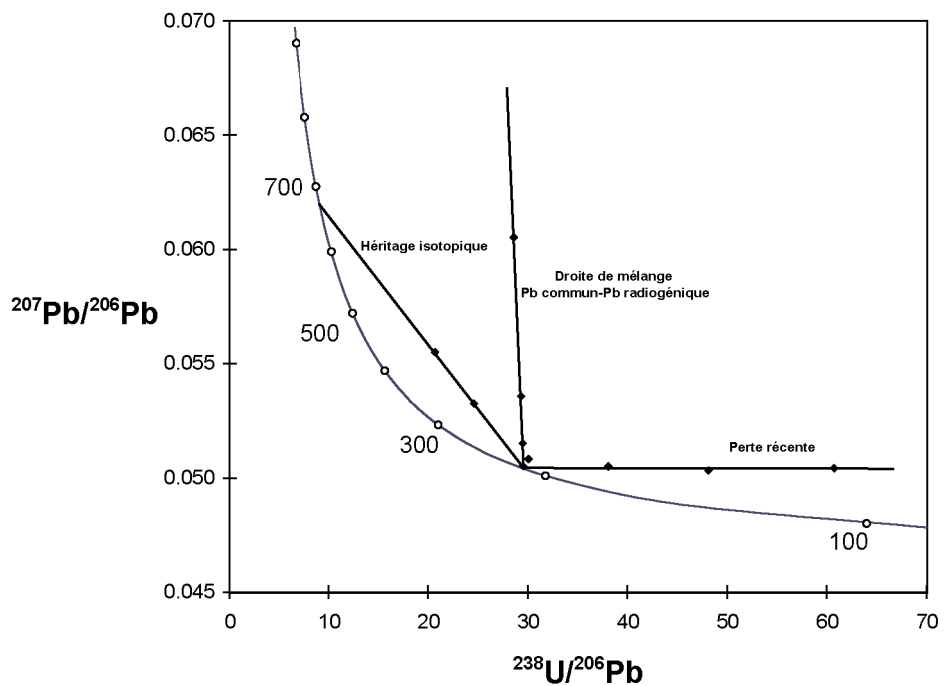


Figure II.4 : Diagramme de calibration Pb/U vs. UO/U des deux séances de 24 heures de sonde ionique le 4 et 6 juin 2002 effectuées lors de ce travail.

Figure II.5 : Diagramme Concordia inverse $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Tera et Wasserburg, 1974).



parfaitement adaptée à la résolution de cas complexes comme ceux relatifs à l'existence de zircons détritiques d'origine multiple dans les sédiments ou de surcroissances métamorphiques (Gebauer et al., 1997 □ Bruguier et al., 1999 □ Möller et al., 2002). Elle permet également une datation plus précise de la mise en place des corps granitiques en s'affranchissant des problèmes d'héritage isotopique (Muir et al., 1996) et des phénomènes subsolidus tardifs pouvant engendrer des perturbations du système isotopique. Et c'est pour ces différentes raisons que cette technique a été choisie pour dater précisément le plutonisme hercynien de la partie orientale de la Zone Axiale des Pyrénées.

2.1 Appareillage et procédure analytique □

Les mesures ont été effectuées sur la sonde ionique Caméca IMS 1270 du Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Nancy (France), dans le cadre du service national sonde ionique de l'Institut Nationale des Sciences de l'Univers. Deloule et al. (2002) donnent une description de la procédure analytique en vigueur au CRPG. Lors de ce travail, le faisceau primaire d'ions O^{2-} était accéléré grâce à une tension d'une quinzaine de kilovolts et avec une intensité de 8-15 nA. Chaque analyse consiste en quinze cycles de mesures sur un multiplicateur d'électrons (monocollection) des masses 203,5 (bruit de fond mesuré pendant 4 secondes), Zr_2O (2s), ^{204}Pb (10s), ^{206}Pb (4s), ^{207}Pb (40s), ^{208}Pb (10s), ^{238}U (2s) et $^{238}U^{16}O$ (2s). Des mesures répétées du standard 91500 daté à $1062,4 \pm 0,4$ Ma (Wiedenbeck et al., 1995) sont effectuées durant la session d'analyses, suivant une séquence établie (trois analyses de standard en début de session puis une toutes les trois analyses d'échantillon), pour la calibration du rapport Pb/U (Compston et al., 1984). Celle-ci s'avère être très importante puisque outre la valeur de l'âge (justesse) qui en dépend, la précision sur celui-ci est essentiellement contrôlée par l'erreur faite sur cette courbe de calibration. Lors d'une session de travail de 24 heures, une dizaine d'analyses de standard ont pu être réalisées. Placées dans un diagramme Pb/U vs. UO/U (fig. II.4), les données analytiques permettent de calculer une droite de calibration correspondant à une régression linéaire (Claoué-Long et al., 1995 □ Deloule, comm. pers.) plutôt qu'à une courbe obéissant à une loi puissance de type $Y=aX^b$ (Williams, 1998) valable pour des séances d'analyses de plusieurs jours. La qualité de la calibration est le point clé pour la justesse de la détermination de l'âge et de ses marges d'erreurs par sonde ionique.

2.2 Représentation des données □

Les rapports isotopiques bruts (corrigés au préalable du bruit de fond) sont traités suivant une procédure de calcul élaborée par E. Deloule (Deloule, comm. pers.) et permettent d'obtenir les rapports $^{206}Pb^*/^{238}U$, $^{207}Pb^*/^{235}U$ et $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ qui sont ensuite introduits dans le diagramme Concordia classique (Wetherill, 1963) où les âges sont déterminés à l'aide du programme Isoplot 2.0 (Ludwig, 1999).

De nombreuses études réalisées à la sonde ionique ou SHRIMP (Claoué-Long et al., 1995 □ Muir et al., 1996 □ Platt et Whitehouse, 1999) ont montré que pour des zircons

phanérozoïques l'utilisation du diagramme Tera-Wasserburg (Tera et Wasserburg, 1974) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ s'avérait plus adéquate. En effet, dans cette gamme d'âge où la quantité de plomb radiogénique est relativement faible (notamment en ce qui concerne le ^{207}Pb), la correction de la composante en plomb commun est un problème délicat et va donc avoir une influence sur la précision des âges. Afin de s'affranchir de l'incertitude de cette correction, les rapports isotopiques obtenus sont reportés dans le diagramme Tera-Wasserburg. La composition radiogénique (âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) est donnée par l'intercept sur la Concordia d'une droite de mélange liant la composition initiale en plomb commun (dont la valeur est estimée par l'utilisation d'un modèle type Stacey et Kramer (1975)) à la composition non corrigée du plomb commun déterminée analytiquement (fig. II.5).

3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été utilisée dans le but de retracer le refroidissement simple ou complexe des roches en l'appliquant à divers systèmes minéralogiques ayant des températures de fermeture différentes, 550-650° C pour les amphiboles (Harrison, 1981; Dahl, 1996a; Villa et al., 1996), 350-400° C pour les muscovites (Hames et Bowring, 1994), 300-350° C pour les biotites (Harrison et al., 1985; Dahl, 1996b), 150-300° C pour les feldspaths potassiques (Lovera et al., 1989).

Elle a également été utilisée pour la datation des zones mylonitiques. En effet, cette méthode s'avère très sensible à la déformation, qu'elle soit intense (Dunlap et Teyssier, 1995) ou non (Maluski, 1978), même pour des températures atteintes lors de ces événements en deçà des températures de fermeture classiquement admises (Cliff, 1985). Les phénomènes de recristallisation (statique ou dynamique) jouent un rôle très important dans la remise à zéro de l'horloge K-Ar.

3.1 Principes et caractéristiques (Maluski, 1985; McDougall et Harrison, 1999)

Elle dérive directement de la méthode K-Ar décrite pour la première fois par Aldrich et Nier (1948), et basée sur la double désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca (89.5%) et ^{40}Ar (10.5%) par respectivement radioactivité β^- ($\lambda_\beta = 4.961 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$) et capture électronique ($\lambda_e = 0.582 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$) :

Un âge K-Ar apparent est obtenu grâce à l'équation :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda_e}{\lambda_\beta} \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \right) \text{ avec } \lambda = \lambda_\beta + \lambda_e = 5.543 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$$

Cette méthode nécessite la mesure de l'élément père (^{40}K) et de l'élément fils (^{40}Ar) par deux procédés analytiques différents et elle ne permet pas de lever l'incertitude en ce qui concerne l'existence potentielle de perte partielle ou de gain d'argon radiogénique (argon étranger) au cours de l'histoire géologique du minéral en question.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Merrihue, 1965) nécessite dans un premier temps l'irradiation de l'échantillon sous un flux de neutrons rapides qui permet la formation d' ^{39}Ar à partir du ^{39}K . Le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ étant constant dans la nature, la mesure de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (en une seule analyse) revient à déterminer $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ donc un âge apparent à condition de connaître le rendement de la réaction $^{39}\text{K} (n,p) ^{39}\text{Ar}$.

Pour cela on irradie en même temps que les échantillons un standard d'âge connu (hornblende MMHb daté à $520,4 \pm 1,7$ Ma (Sanson et Alexander, 1987)) ou biotite de Bergell daté à $24,2 \pm 0,3$ Ma (Hess et Lippolt, 1994)) qui permet de déterminer le paramètre J constant pour chaque irradiation :

$$J = (e^{-\lambda t_{\text{std}}} - 1) / (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{std}}$$

On peut ainsi obtenir l'équation d'âge de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

$$t = 1/\lambda \ln (1 + J \cdot ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})$$

Outre l'avantage d'une seule analyse spectrométrique, la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apporte un grand nombre d'informations supplémentaires par rapport à la méthode K-Ar classique grâce à sa technique particulière d'extraction de l'argon. Le chauffage par paliers de température de populations minérales (four) ou de monograins (laser continu) et la fusion ponctuelle sur un monograin (laser pulsé) sont autant de techniques susceptibles de mettre en évidence, à ces différentes échelles, des hétérogénéités isotopiques dont l'origine peut être multiple (excès ou perte d'argon, inclusions, déformation-recristallisation des minéraux, altération, interstratifiés micacés ...).

3.2 Appareillage

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées lors de ce travail, précisément celles «*in situ*», ont été réalisées dans le laboratoire de l'Université des Sciences et Technique du Languedoc de Montpellier (Monié, 1998). Un laser continu à argon ionisé de type Loxel 3500 d'une puissance de 6 W a été utilisé pour l'extraction du gaz de minéraux isolés ou de sections polies déposés sur un support en CuOFHC placé dans une chambre maintenue sous ultra-vide. Un obturateur placé sur le trajet du rayon laser permet d'obtenir des temps d'exposition de l'ordre de la milliseconde nécessaires pour les expériences de dégazage ponctuel. Le gaz ainsi extrait est ensuite purifié dans une ligne en verre à l'aide de getters, piège froid et charbon actif avant d'être introduit dans le spectromètre de masse MAP 215-50 équipé d'une source de type Nier. Toutes les expériences réalisées au laboratoire de Montpellier l'ont été sur un multiplicateur d'électrons dont la tension variait entre 2,05 et 2,25 kV.

Le calcul d'âge nécessite un certain nombre de corrections des rapports isotopiques bruts obtenus «*in sortie*» du spectromètre de masse. Il s'agit de corrections liées à la procédure analytique comme celle de la discrimination de masse dans le spectromètre et celle

des blancs de ligne (4×10^{-12} , $0,8 \times 10^{-13}$, $0,6 \times 10^{-13}$, 2×10^{-13} et $1,2 \times 10^{-13}$ cc en moyenne respectivement pour les masses 40 à 36 de l'argon) effectués toutes les trois analyses des corrections liées à l'irradiation, dûes à la production artificielle de masses de l'argon sous le flux de neutrons rapides; mais aussi de corrections inhérentes à la méthode s.s. comme le correction de l'argon piégé au moment de la fermeture du minéral où on utilise la composition isotopique de l'air $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ (Nier, 1950)).

3.3 Représentation des données

a) Spectre d'âge ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vs. % ^{39}Ar dégazé)

La forme du spectre, où l'âge de chaque fraction de dégazage est reporté en fonction du pourcentage d' ^{39}Ar dégazé, dépend de l'histoire thermotectonique de la roche. Si celle-ci est simple, l'âge plateau (fig. II.6a et d)), représentant une quantité d' ^{39}Ar dégazé supérieur à 50% de l'argon total en au moins trois paliers successifs dont les âges se recouvrent dans leur marge d'erreur à 1 sigma (Mc Dougall et Harrison, 1999), sera vraisemblablement l'âge du dernier passage sous l'isotherme correspondant à la température de fermeture du minéral choisi. On peut noter qu'il n'existe pas encore de consensus dans la communauté des géochronologistes sur la stricte définition d'un plateau. De plus, son existence n'est pas un critère absolu pour certifier la validité d'un âge. Certaines études ont montré par exemple que de l'argon en excès pouvait être réparti de façon homogène lors de la fermeture d'un minéral et ainsi donner des âges plateau trop vieux (Foland, 1983; Ruffet et al., 1997; Sherlock et Arnaud, 1999). Si par contre l'histoire subie par la roche est complexe (fig. II.6c), cela se manifestera souvent par des discordances d'âges sur le spectre avec des pertes qui affecteront de préférence les sites les moins rétentifs qui auront perdu tout ou partie de l'argon radiogénique accumulé auparavant (Turner, 1968). Cette technique appliquée au monograin, séparé minutieusement, permet de s'affranchir de problèmes dûs à la coexistence de plusieurs générations d'un même minéral qui peut être à l'origine de la discordance des spectres obtenus sur population minérale (Maluski et Monié, 1988). Ces phénomènes de mélange ne sont pas les seuls à l'origine des discordances dans les spectres d'âges. Ainsi, à l'échelle du monograin des pertes d'argon, de l'héritage, des inclusions, etc aboutissent aussi à l'obtention de spectres perturbés. La technique des cartes d'âges, présentées ci-dessous, va nous permettre de tester l'origine des hétérogénéités isotopiques.

b) Le diagramme isochrone inverse $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = f(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$ (Turner, 1971; Roddick et al., 1980)

Si les points obtenus pour chaque fraction de dégazage fournissent un alignement significatif, l'intercept sur l'axe des abscisses permet d'accéder à l'âge de l'échantillon. L'intercept avec l'axe des ordonnées indique, quant à lui, la composition isotopique de l'argon piégé au moment de la fermeture du minéral : les écarts constatés du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ par rapport à la valeur de 295,5 sont interprétés comme la conséquence du piégeage

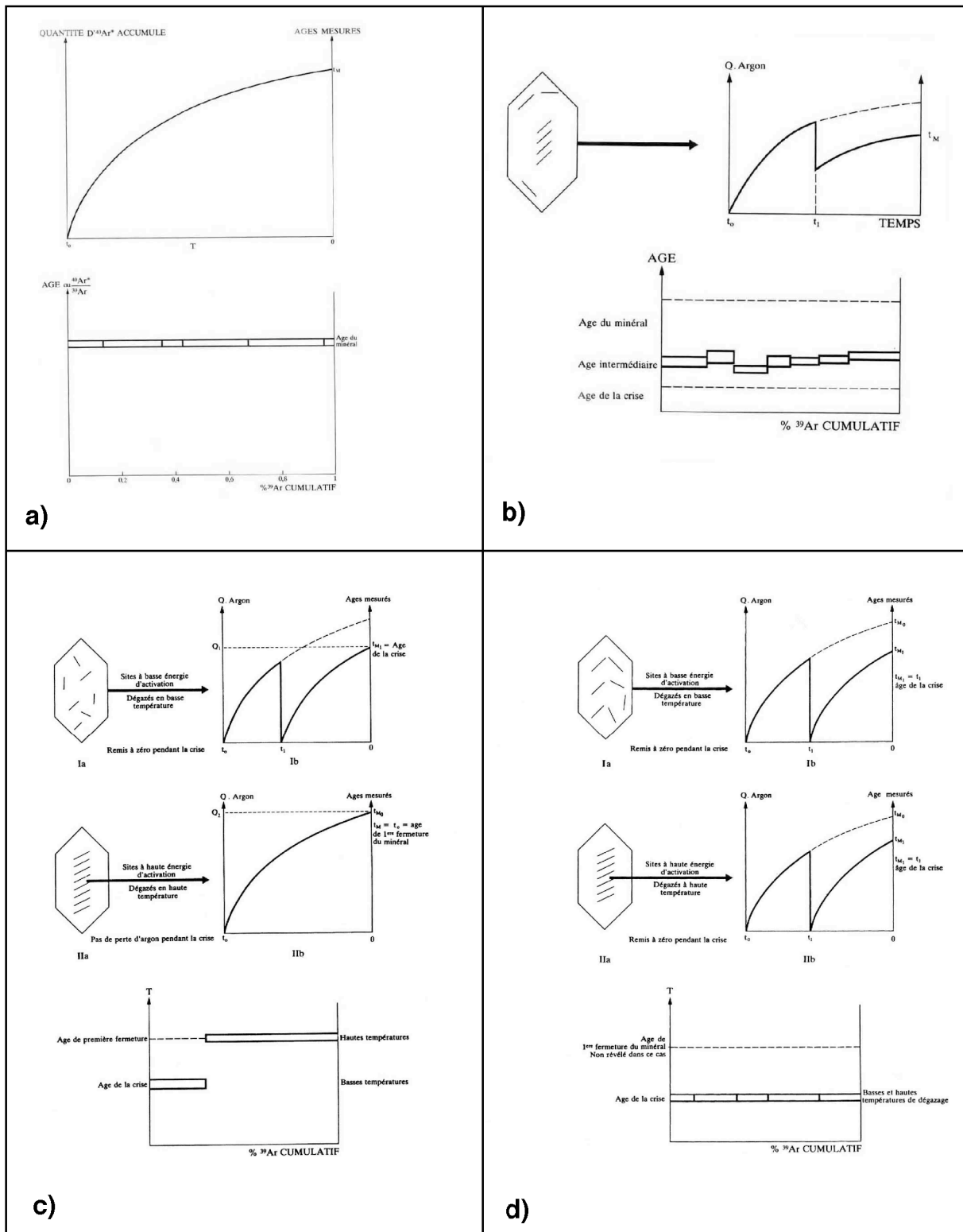


Figure II.6 : Modèles d'interprétation des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans le spectre d'âges (âge ou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vs. % ^{39}Ar cumulé); les courbes d'accumulation de l'argon dans le système sont présentées pour chaque type de spectre (d'après Maluski, 1985). a) Histoire thermotectonique simple (refroidissement) conduisant à un âge plateau. b) Une crise affecte inégalement les sites : obtention d'un âge intermédiaire sans signification thermochronologique. c) Crise thermo-tectonique d'intensité suffisante pour remettre à zéro les différents sites. On peut remarquer que le spectre d'âge obtenu est similaire à celui de a) d'où la nécessité d'apporter des éléments tectonométamorphiques pour déterminer si un âge plateau résulte d'un simple refroidissement suite à la mise en place de la roche ou d'une crise tectonique de forte intensité. d) Effet d'une crise thermo-tectonique remettant à zéro les sites les moins rétentifs mais n'affectant pas les plus rétentifs : discordances dans le spectre d'âge.

d'argon en excès ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 295,5$) (Heizler et Harrison, 1988) ou de perte d'argon ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} < 295,5$). Le caractère fortement radiogénique des analyses effectuées lors de ce travail font que les points sont pour la plupart regroupés près de l'axe des abscisses si bien qu'il est difficile de tracer une droite de régression. De ce fait, aucun âge isochrone ne sera utilisé lors de ce travail.

c) Carte d'âges

La focalisation extrême du laser permet d'obtenir des cartes de répartition d'âges apparents (fig. II.7) grâce à la fusion totale d'un volume réduit de matière d'environ 50 à 100 μm de diamètre pour 30 à 50 μm de profondeur (Monié, 1998). On peut ainsi mettre en évidence des zonations d'âges en relation avec, par exemple, un événement perturbateur (Monié et al., 1994; Hames et Cheney, 1997) ou un refroidissement très lent qui engendre des pertes d' ^{40}Ar par diffusion volumique continue (Hodges et al., 1994; Hodges et Bowring, 1995). Cette technique peut être employée sur des monograins mais également sur des sections polies de roche en permettant l'analyse de zones dont la taille des grains n'aurait pas permis une séparation (fig. II.8). La caractérisation pétrographique de la zone fondue est importante pour la signification de l'âge. En effet, l'analyse équivalant à une analyse sur roche totale, il faut donc établir la contribution (quantité et concentration en potassium) de chaque phase minérale présente. Cette procédure s'avère très utile pour l'analyse de roche mylonitique où la déformation intense conduit à la réduction de la taille des grains jusqu'à des dimensions de l'ordre du micron. La haute résolution spatiale de la sonde laser permet l'analyse de très fines zones de cisaillement et peut permettre de séparer plusieurs étapes de déformation/recristallisation dans la même roche (Agard et al., 2002).

3.4 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths potassiques et modélisations thermiques

Des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des populations de feldspath potassique ont été réalisées au laboratoire Magmas et Volcans de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand. Le chauffage se fait dans un four à induction permettant une bonne résolution thermique lors du processus de dégazage fractionné. Après purification sur des getters, le gaz est introduit dans un spectromètre de masse VG 3600. Pour plus de détail sur le système expérimental et le traitement des données, le lecteur pourra se référer à Arnaud et al. (1993); Mock (1999) et Delville et al. (2001).

Les feldspaths potassiques ne présentent que rarement des âges plateaux (Mc Dougall et Harrison, 1999). Cette complexité proviendrait de ce que ces minéraux sont composés de plusieurs sous-domaines ayant des dimensions de diffusion effective différentes, donc des températures de fermeture différentes comprises entre 150 et 300° C (Lovera et al., 1989, 1991). Une discussion détaillée de la réalité physique de cette théorie des multi-domaines est donnée par Arnaud (2001).

Biotite QUE2

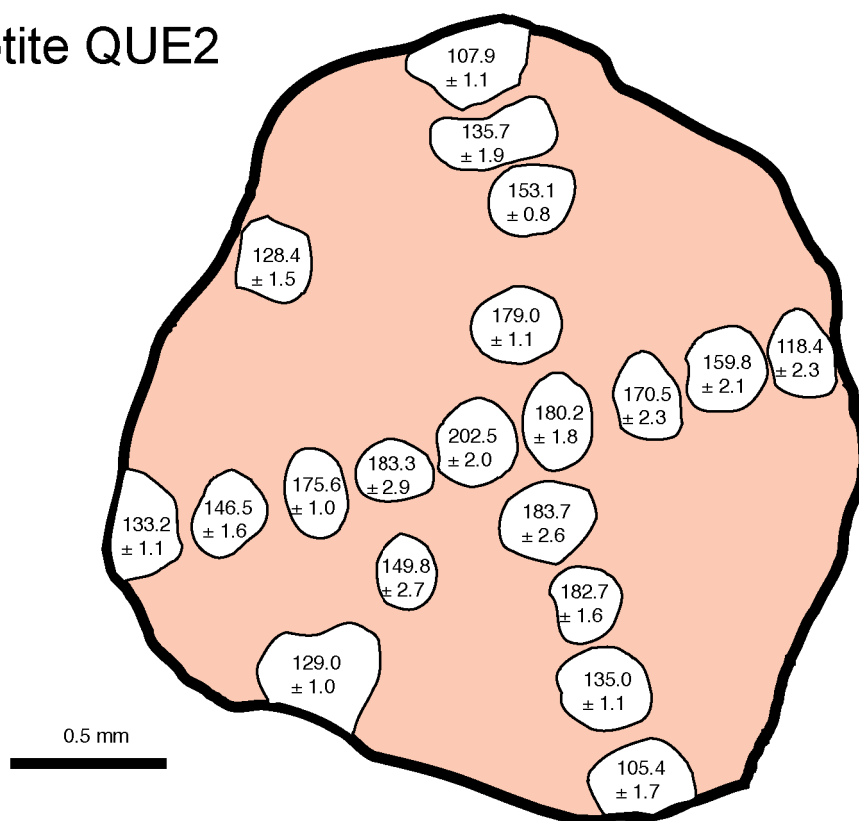


Figure II.7 : Analyses ponctuelles (cartographie d'âge) par sonde laser dans une biotite isotopiquement hétérogène de la bordure sud du granite de Quérigut (cf. chapitre V).

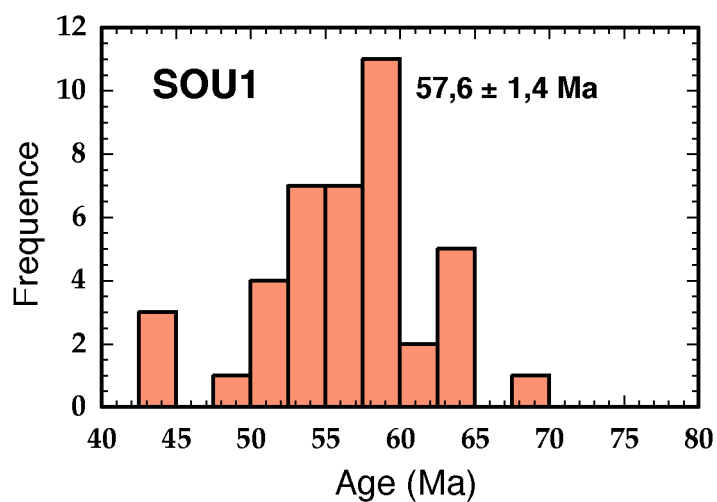
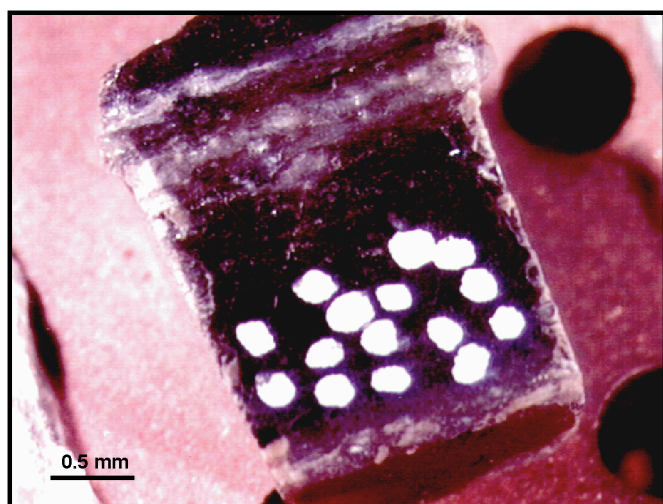


Figure II.8 : Analyses ponctuelles d'une bande ultramytonitique de l'échantillon SOU1 (cf. chapitre V). a) Photo de la section de roche (lame épaisse) où les zones claires représentent les différentes zones d'ablation du laser. b) Histogramme de distribution des âges.

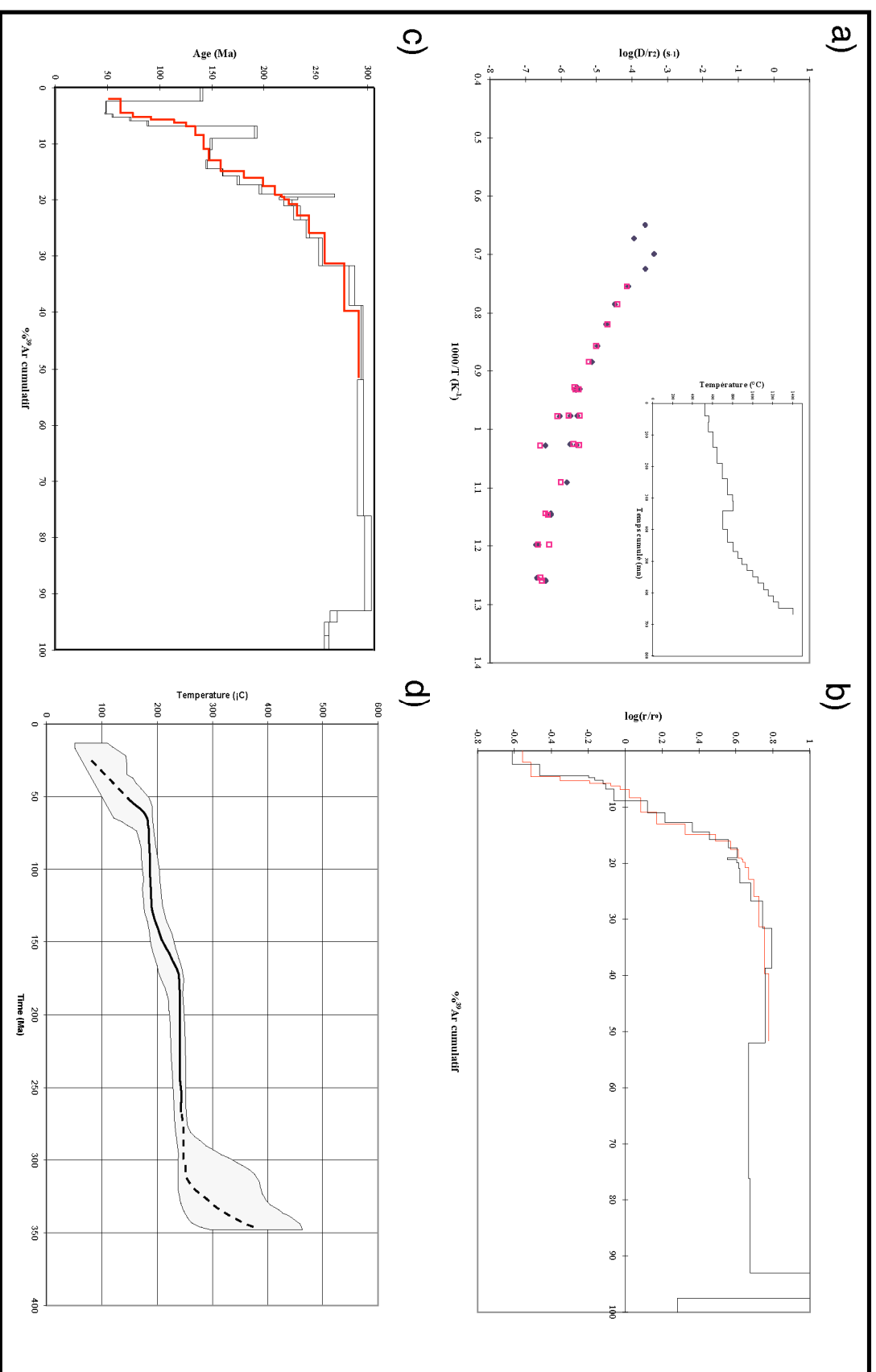


Figure II.9 : Succession des étapes de la modélisation thermique des spectres d'âges des feldspaths potassiques à partir de la théorie de la diffusion multi-domaines (Lovera, 1989. a) Diagramme d'Arrhénius, avec protocole de chauffage, permettant de déterminer l'énergie d'activation E. b) Diagramme $\log r/r_0$ (Richter et al. 1991) permettant de visualiser la taille et le poids (en fonction de l'³⁹Ar dégazé) d'une distribution de domaines de même énergie d'activation. c) Spectre d'âge réel et théorique. A partir des paramètres de diffusion de chacun des domaines déterminé précédemment (a et b), on modifie l'histoire thermique pour que le spectre théorique corresponde au plus près au spectre réel. d) Histoire de refroidissement modélisée. La courbe noire est la meilleure solution pour l'histoire thermique de l'échantillon, elle est bien contrainte dans la partie intermédiaire de cette histoire (trait plein) alors qu'elle est moins précise (trait pointillé) pour la partie haute température de la courbe (fraction dégazée au dessus du point de fusion incongruente du feldspath potassique) et pour la partie basse température (diffusion facilitée par la présence de dislocation, de perthite,...). La zone en gris représente l'enveloppe de toutes les solutions possibles à 90% de confiance.

Cette complexité apparente du feldspath potassique peut-être contournée et utilisée à des fins thermochronologiques en prenant pour hypothèse que chaque domaine de taille différente enregistre une partie du refroidissement comme le feraient des minéraux ayant des Tc différentes. Ainsi après une procédure de dégazage appropriée en laboratoire permettant d'extraire les caractéristiques cinétiques de chaque domaine du feldspath potassique, un modèle d'histoire de refroidissement continue (entre 300 et 150° C environ), rendant compte de la forme complexe du spectre d'âge, peut être obtenu (fig. II.9). Un programme d'inversion du type de celui de Lovera et al. (1997) a été utilisé pour les modèles thermiques présentés dans ce travail (Arnaud, comm. pers.). Bien qu'il n'existe pas de traitement précis de propagation des erreurs, la plupart des utilisateurs de ce genre de modèles s'accordent à considérer une erreur pour chaque point de la courbe de refroidissement de $\pm 25^\circ$ C pour la température et 1,5% pour l'âge (Sobel et al., 2001). Ceci signifie que les estimations de taux de refroidissement ont une valeur plus qualitative que quantitative tandis que l'âge des points d'inflexion marquant de brusques changements dans ces taux de refroidissement est déterminé de manière plus précise.

4. Traces de Fission sur apatite :

La technique de datation par traces de fission (revue dans Gallagher et al., 1998) diffère quelque peu des autres techniques employées lors de ce travail par le fait qu'il ne s'agit pas proprement dit d'une « mesure géochimique » mais plutôt d'une mesure physique où les quantités de « produit » fils et père sont mesurées de manière indirecte à partir des dommages physiques qu'ils induisent dans le réseau cristallin des minéraux.

4.1 Principes

Ainsi la fission spontanée de noyaux lourds ($Z > 90$ et $A > 230$) instables tels ^{238}U (^{235}U et ^{232}Th ont une période de fission spontanée trop longue pour que celle-ci soit mesurable à l'échelle des temps géologiques) expulse 2 particules chargées à 180° l'une de l'autre (fig. II.10) induisant l'amorphisation du réseau sur leur parcours (Fleisher et al., 1975). Cette destruction du réseau cristallin crée des défauts appelés traces de fission latentes (quelques nanomètres de large sur quelques microns de long) seulement observables à l'aide d'un microscope électronique. Il est donc apparu nécessaire, pour effectuer des comptages de traces en routine, de révéler ces traces pour pouvoir les observer sous un microscope optique (grossissement entre 800 et 1600 en général). Pour cela une attaque chimique est utilisée. Au laboratoire de Montpellier, nous utilisons une solution d' HNO_3 à 6,5 % et un temps d'attaque de 40 secondes appliquée à la révélation des traces dans les cristaux d'apatite (Jolivet, 1999). Ce minéral a une concentration en uranium suffisante pour produire, à l'échelle des temps géologique, un nombre de fissions mesurable, sans toutefois être trop important, ce qui induirait trop de traces impossibles à individualiser donc un comptage imprécis. Le comptage

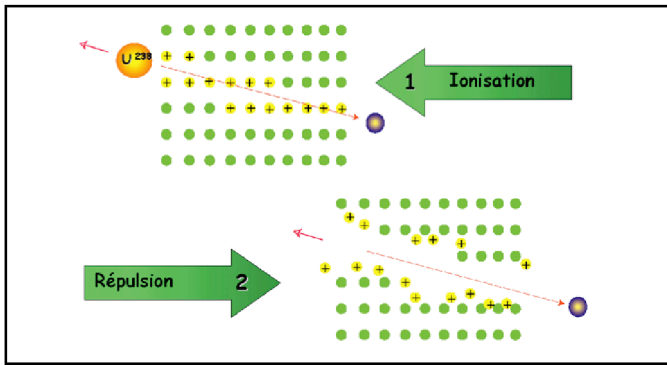


Figure II.10 : Principe de formation d'une trace de fission (d'après Fleisher et al. 1975). A) Ionisation des atomes du réseau cristallin lors du passage des particules chargées. B) Répulsion des ions et formation de la trace de fission.

Figure II.11 : Principe de la méthode du détecteur externe (d'après Hurford, 1990).

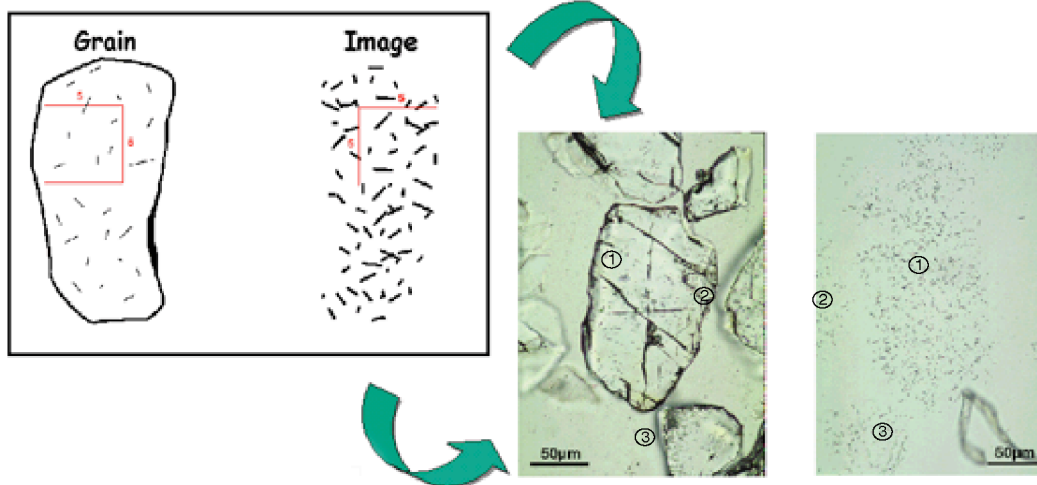
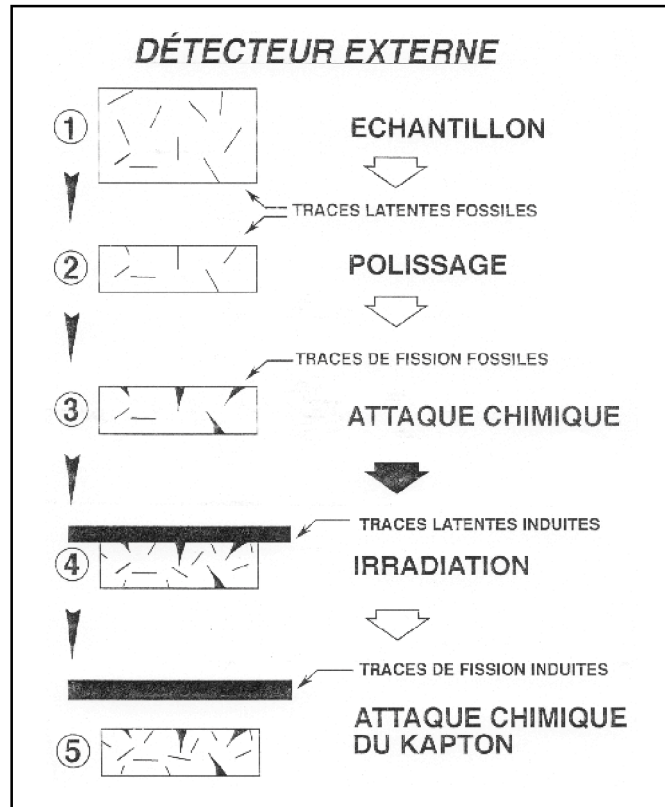


Figure II.12 : Grain d'apatite (avec traces de fission spontanée) et son image (avec traces de fission induites) sur le détecteur externe (feuille de micas). Lors du comptage des traces de fission sur le grain et son image, il faut tenir compte de l'effet miroir : les cercles 1, 2 et 3 marquent un point et son image respectivement dans le grain et dans le détecteur externe (Jolivet, 1999).

des traces de fission spontanées ou naturelles correspond donc à la mesure, pour les méthodes dites «géochimiques», de la quantité d'isotopes fils.

Le calcul d'un âge nécessite de connaître la quantité d'isotopes père présente actuellement (P dans l'équation 4). L'irradiation des cristaux sous un flux de neutrons thermiques permet la fission induite des atomes de ^{235}U . Le comptage des traces induites résultantes permet ainsi de déterminer la quantité de ^{235}U et donc de remonter à la quantité de ^{238}U par l'intermédiaire du rapport actuel $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$ bien connu par ailleurs. Ce comptage ne s'effectue pas directement sur les cristaux mais sur une feuille de mica placée contre eux. Le flux de neutrons va induire des fissions dans les cristaux dont les traces vont s'inscrire dans ce mica. Ces traces seront révélées sur la feuille de mica grâce à une solution de HF 40 % appliquée pendant 40 minutes. Cette technique est appelée méthode du détecteur externe (Hurford, 1990a,b). Elle est préconisée pour la détermination d'âges traces de fission (Steiger et Jäger, 1977) et est utilisée dans la plupart des laboratoires. Elle permet d'obtenir un âge individuel sur chaque grain. Pour cela la quantité de traces induites doit être comptée sur une surface correspondant exactement à la surface sur laquelle ont été comptées les traces naturelles (fig. II.11 et II.12).

Toute la procédure analytique ainsi que l'appareillage utilisé au laboratoire de Montpellier sont décrits dans Jolivet (1999) Jolivet et al. (2002) et Maurel et al. (2002).

L'équation d'âge pour la méthode des traces de fission est

$$t = 1/\lambda_d \ln \left(\frac{N_s}{N_i} \right) \frac{1}{\lambda_d} (g + 1)$$

où λ_d représente la constante de désintégration de ^{238}U , N_s et N_i sont les densités de traces spontanées et induites mesurées, λ_d est la densité de traces dans un dosimètre (verre de concentration en uranium connu permettant de déterminer la fluence du flux de neutrons dans le réacteur). Le paramètre Zéta λ (Hurford et Green, 1982, 1983) prend en compte une série de facteurs difficiles à déterminer, notamment la constante de fission λ_f et la section de capture électronique lors de l'irradiation. g est un facteur géométrique égal à 2π ou 0,5 car les traces induites sont comptées sur une surface.

Dans la pratique, le paramètre λ est calculé à partir de la détermination de N_s/N_i dans un standard d'âge connu. La valeur ainsi déterminée, à partir de la mesure de plusieurs standards et propre à chaque expérimentateur (fig. II.13 valeur de mon propre λ pour le standard Durango daté à $31,4 \pm 0,5$ Ma (Steiger et Jäger, 1977)) est ensuite réinjectée dans l'équation d'âge.

Un âge est donc calculé pour plusieurs grains du même échantillon à partir de N_s/N_i , de la valeur de la fluence de neutrons et du facteur λ . Par convention, toutes les mesures se font sur l'axe <c> des apatites où la vitesse d'effacement (cicatrisation) des traces est la plus

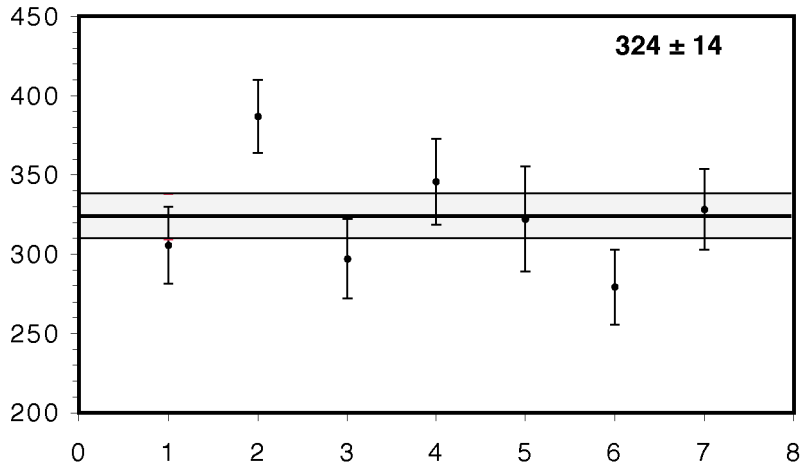


Figure II.13 : Diagramme montrant l'évolution du Zêta (Olivier Maurel) pour sept déterminations. La valeur de 324 ± 14 , qui correspond à la moyenne pondérés des valeurs, a été utilisée lors du calcul des âges traces de fission.

Figure II.14 : Principe de la Zone de Cicatrisation Partielle des traces de fission (d'après Naeser, 1978).

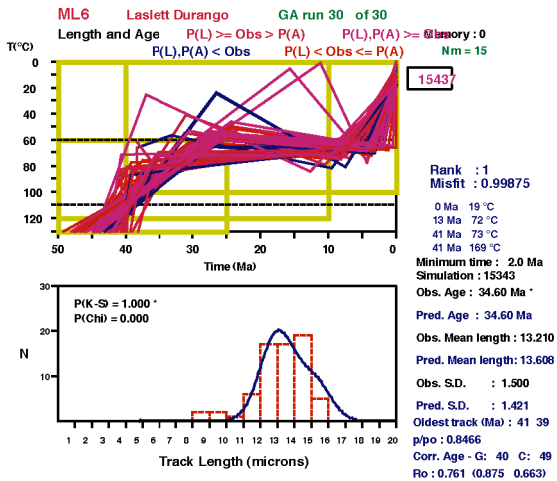
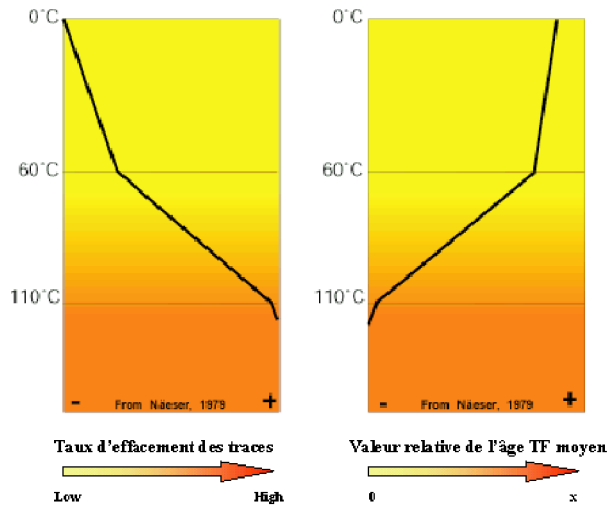


Figure II.15 : Principe de la modélisation des chemins T-t à l'aide du logiciel Monte Trax (Gallagher, 1995) à partir de l'âge moyen et de la distribution des longueurs de traces confinées.



lente (Green et Durrani, 1977 □ Laslett et al., 1984). Le choix des grains, suivant leur morphologie et celle des traces, s'avère donc primordial pour la validité de l'âge obtenu. Celui-ci constitue donc une moyenne calculée à partir de plusieurs grains. Soit on considère que tous les cristaux appartiennent à une seule population et on ajoute toutes les traces spontanées et induites (Pooled age), soit on calcule $\ln(s/\lambda)$ de chaque grain et on en fait une moyenne arithmétique pour calculer un âge (Mean age) soit on utilise l'âge central (Central age) qui représente la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels pesés par la précision de la mesure de chaque âge. Par la suite, tous les âges moyens traces de fission présentés dans ce travail seront des âges centraux.

4.2 Signification des âges traces de fission □

Cet âge correspond à un maximum pour le dernier passage au-dessus de l'isotherme $110 \pm 10^\circ \text{ C}$ (Green et al., 1986). Pour des températures supérieures, dans les cristaux d'apatite, l'effacement ou cicatrisation (restauration du réseau cristallin par diffusion) des traces se réalise instantanément à l'échelle des temps géologiques. Par contre, pour des températures inférieures, cette cicatrisation devient plus lente jusqu'à devenir négligeable pour des températures inférieures à 60° C . Il est ainsi mis en évidence entre 110 et 60° C une Zone de Cicatrisation Partielle des traces (ZCP) (Green et al., 1986, 1989 □ Donelick, 1991). La vitesse d'effacement des traces dépend de plusieurs paramètres comme l'axe cristallographique (Laslett et al., 1984), le rapport Cl/F des apatites (Green et al., 1985), la teneur en Terres Rares (Barbarand, 1999) et l'évolution thermique de l'échantillon. Celle-ci peut-être monotone, en plusieurs phases, rapide, lente et donc influencer fortement la cicatrisation des traces. La mesure des longueurs de traces confinées (longueur moyenne et distribution) renseigne sur cette évolution thermique (fig. II.14).

L'évolution des longueurs de traces en fonction de la température (Laslett et al., 1987 □ Duddy et al., 1988 □ Green et al., 1989) permet, en la modélisant, d'obtenir une histoire thermique continue. Pour cela, plusieurs programmes d'inversion sont disponibles (Lutz et Goma, 1991 □ Corrigan, 1991 □ Gallagher, 1995). Toutes les modélisations thermiques présentées dans ce travail ont été réalisées à l'aide du programme Monte Trax (Gallagher, 1995) basé sur la méthode des algorithmes génétiques (Gallagher et al., 1994) et qui utilise différents modèles de cicatrisation des traces (Laslett et al., 1987 □ Carlson, 1990 et Crowley et al., 1991). Ce programme génère au hasard (des zones T-t correspondant à ce que l'on connaît déjà du contexte thermique régional lui sont tout de même imposées) des histoires T-t qu'il essaie, lors d'un processus itératif, de faire correspondre le mieux possible aux données initiales (âge moyen et répartition des longueurs de traces). Plusieurs histoires thermiques, en accord avec ces données, sont ainsi déterminées. Elles définissent une enveloppe dans laquelle le véritable trajet T-t suivi par la roche se trouve statistiquement (fig. II.15).

5. (U-Th)/He sur apatite

Pourtant à l'origine des premières tentatives de datation radiochronologique (Strutt, 1905; Rutherford, 1906), la méthode (U-Th)/He a été abandonnée pendant près d'un siècle car elle donnait des âges trop jeunes que l'on présumait être la conséquence de perte d'hélium suite aux dommages causés par la radioactivité. Cette méthode a eu un regain d'intérêt depuis l'étude de Zeitler et al. (1987) qui proposent que les âges hélium sont des âges de refroidissement correspondant à une fermeture du système à très basse température par rapport aux systèmes classiquement utilisés. Les premières expériences de diffusion en laboratoire ont suggéré une température de fermeture inférieure à 100° C dans le cas de l'apatite (Lippolt et al., 1994; Wolf et al., 1996b) et ont conduit aux premières utilisations thermochronométriques des âges (U-Th)/He (Wolf et al., 1996a; House et al., 1997).

Les mesures réalisées lors de ce travail ont été effectuées dans le laboratoire des gaz rares du Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Nancy (France) sous la responsabilité scientifique de Raphaël Pik.

5.1 Principes

Cette méthode est basée sur l'émission de particules alphas (noyaux d'hélium) lors des processus de désintégration radioactive de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th (Farley, 2002). Ainsi lors des différentes réactions conduisant d'un atome d' ^{238}U à un atome de ^{206}Pb , 8 noyaux d'hélium sont éjectés; 7 autres le sont dans la chaîne conduisant de l' ^{235}U au ^{207}Pb et 6 autres dans celle du ^{232}Th au ^{208}Pb . La mesure précise des abondances actuelles en ^4He , ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th permet donc d'obtenir un âge t , qui correspond au temps écoulé depuis que l' ^4He est retenu dans le système cristallin, selon l'équation

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}(e^{-\lambda^{238}t} - 1) + 7(^{238}\text{U}/137,88)(e^{-\lambda^{235}t} - 1) + 6^{232}\text{Th}(e^{-\lambda^{232}t} - 1)$$

L'apatite, de par sa concentration moyenne (10 à 50 ppm) en U et Th (quantité suffisante pour produire de l' ^4He mesurable, mais trop faible pour conduire à la destruction du réseau par métamictisation et ainsi à des pertes d'hélium contrôlées par des processus autres que la diffusion volumique) et sa relative abondance dans les roches de la croûte terrestre, constitue un système adéquat pour l'application de la méthode (U-Th)/He. D'autres minéraux, comme la monazite (Pik, comm. pers.), le sphène (Reiners et Farley, 1999; Pik et al., 2003a) et le zircon (Reiners et Farley, 2000; Tagami et al., 2002) par exemple peuvent être également utilisés, mais ont des caractéristiques de diffusion de l'hélium pour l'instant moins bien calibrées.

5.2 La correction d'émission alpha

Une correction doit être appliquée aux âges bruts obtenus. Il s'agit de la correction d'émission alpha (Farley et al., 1996). En effet, les noyaux d'hélium émis lors des processus de désintégration radioactive le sont avec une certaine énergie cinétique qui permet le déplacement sur une certaine distance par rapport au noyau radioactif. Cette distance dépend de l'isotope père en question et du réseau cristallin dans laquelle s'opère l'émission du noyau d'hélium. La correction consiste donc à rajouter par le calcul une certaine quantité d'hélium qui, provenant d'atome proche de la périphérie du cristal, a pu être éjecté hors de celui-ci (Farley et al., 1996; Farley, 2002).

$$F_T = 1 + a_1 \text{béta} + a_2 \text{béta}^2$$

avec $\text{béta} = (2,31L + 2R)/(RL)$ qui est le rapport surface/volume pour un prisme hexagonal correspondant à la géométrie du cristal d'apatite (L est la hauteur du prisme et R la demi distance d'une face à une autre) et a_1 et a_2 des paramètres spécifiques à la série radioactive de U ou Th dans le réseau d'une apatite.

Une valeur moyenne prenant en compte les différentes séries de U et Th est donnée par

$$\text{mean} F_T = a_{238} {}^{238}\text{U} F_T + (1 - a_{238}) {}^{232}\text{Th} F_T$$

où a_{238} représente la fraction d'hélium dérivé de la chaîne de désintégration de ${}^{238}\text{U}$,

$$a_{238} = (1,04 + 0,245(\text{Th}/\text{U}))^{-1}$$

La taille du minéral apparaît donc comme un paramètre essentiel dans la détermination de ce facteur F_T . Plus celle-ci est importante, plus la surface de perte sera faible comparée au volume total du cristal. Pour des cristaux relativement grands, la valeur de F_T évolue peu et la correction reste assez faible (F_T supérieur à 0,85)(fig. II.16).

L'hypothèse de base pour l'application de cette correction, qui conditionne la validité géologique de l'âge, est la répartition homogène de l'uranium et du thorium dans les cristaux (Farley, 2000). Or des études récentes ont mis en évidence des inhomogénéités intra (Tepper et Kuehner, 1999) et inter-granulaires (Belousova et al., 2001) au sein des cristaux d'apatite qui pourraient constituer un obstacle majeur à l'utilisation à des fins thermochronologiques du systèmes (U-Th)/He (Farley et al., 1996). Ainsi, si tout ou la plus grande partie de l'uranium et du thorium est concentré au coeur des cristaux, la correction d'émission-alpha va rajouter plus d'hélium qu'il n'en faudrait et donc vieillir artificiellement l'âge. Des exemples de ce type de comportement seront donnés dans la suite de ce travail.

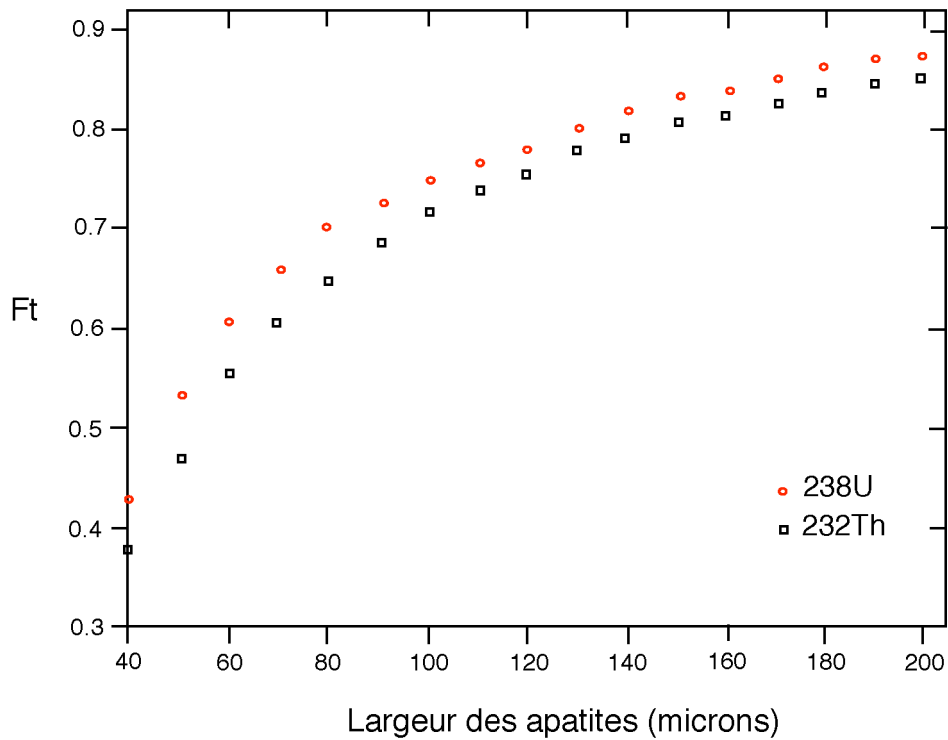


Figure II.16 : Courbe d'évolution du facteur de correction d'émission alpha F_t en fonction de la taille des grains utilisés pour une géométrie de prisme hexagonal (apatite). Les courbes de ^{238}U et ^{232}Th sont différentes du fait d'une énergie de désintégration différente (= différence dans la distance d'éjection des noyaux d'hélium). La courbe correspondant à l' ^{235}U , non représentée ici se superposerait à celle du ^{232}Th .

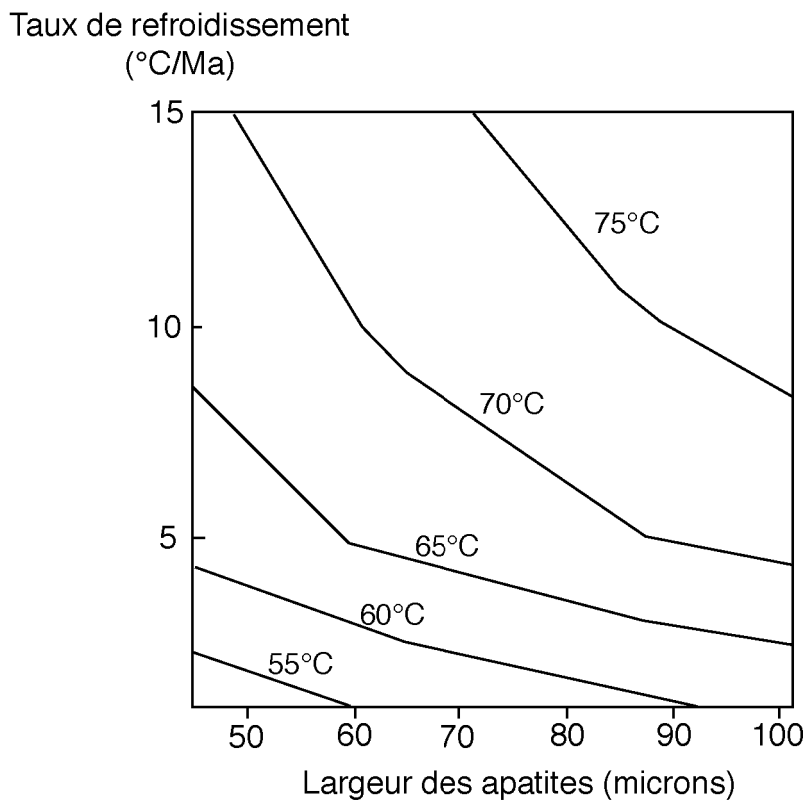


Figure II.17 : Température de fermeture du système (U-Th)/He en fonction de la taille des grains et du taux de refroidissement (Farley, 2002).

5.3 Technique analytique

La mesure de ^4He , d'un lot d'apatites au préalable purifié à l'aiguille pour éliminer au maximum la contribution des inclusions et notamment celle de zircon, s'effectue par spectrométrie de masse à source gazeuse. L'extraction de l'hélium est effectuée sous vide à 950°C . Le volume gazeux ainsi libéré est purifié à l'aide d'une série de getters et de charbons actifs avant d'être introduit dans le spectromètre VG 603 du CRPG (Nancy) équipé d'une source de type Nier. Les concentrations en ^4He sont obtenues par des mesures répétées sur un standard d'hélium, de concentration en ^4He parfaitement connue, permettant une calibration précise de la sensibilité du spectromètre de masse (Pik et al., 2000).

Les cristaux d'apatite dégazés sont ensuite récupérés pour être fondus à l'aide de métaborate de lithium (procédure en vigueur au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, CRPG, Nancy) avant d'être dilués dans HNO_3 (Carignan et al., 2001). La solution est ensuite mesurée sur un ICP-MS Elan 6000 couplé à une chromatographie ionique, qui permet le dosage de U et Th sur la même aliquote d'où a été extrait l'hélium.

Une erreur de 5% sur l'âge obtenu sur chaque aliquote rend compte de l'ensemble des erreurs sur les différentes parties de l'analyse comme la détermination de la concentration en ^4He par spectrométrie à source gazeuse, celle des concentrations en U et Th par ICP-MS et celle du Ft moyen de l'aliquote par la mesure des grains (Kraml et al., 2003). Classiquement, deux ou trois aliquotes du même échantillon sont analysées afin de tester la reproductibilité des résultats.

5.4 Signification des âges (U-Th)/He

Les expériences récentes de diffusion effectuées sur les apatites (principalement sur le standard international de Durango) permettent de leur attribuer une température de fermeture d'environ 70 à 80°C suivant leur taille (Wolf et al., 1996; Farley, 2000) (fig. II.17). Toutefois il existe encore assez peu de données quant à l'influence de paramètre tel que la composition chimique (notamment le rapport Cl/F qui a une forte influence sur la cicatrisation des traces de fission) sur cette T_c . D'après House et al. (2002) la composition chimique aurait une influence minimale sur la rétention des apatites vis-à-vis de l'hélium. En fait il apparaît que cette température de 70 - 80°C représente plutôt celle à laquelle l'hélium commence à s'accumuler dans le réseau cristallin des apatites. Cette accumulation devient totale pour des températures de l'ordre de 45°C (Wolf et al., 1998). Comme dans le cas des traces de fission, l'âge obtenu sur un échantillon ne représente qu'un maximum pour la traversée d'un isotherme (70 - 80°C dans le cas de l'apatite). Il ne constitue en aucun cas un âge absolu et nécessite, pour être interprété, l'addition soit d'autres données thermochronologiques (modélisations T-t traces de fission sur apatite et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique), soit d'âges sur des profils verticaux ou soit d'un test sur différentes granulométries.

Des paléo-Zones de Rétention Partielle (ZRP) de l'hélium, définies par Wolf et al. (1998) et House et al. (1999), ont pu être mises en évidence sur des diagrammes âges

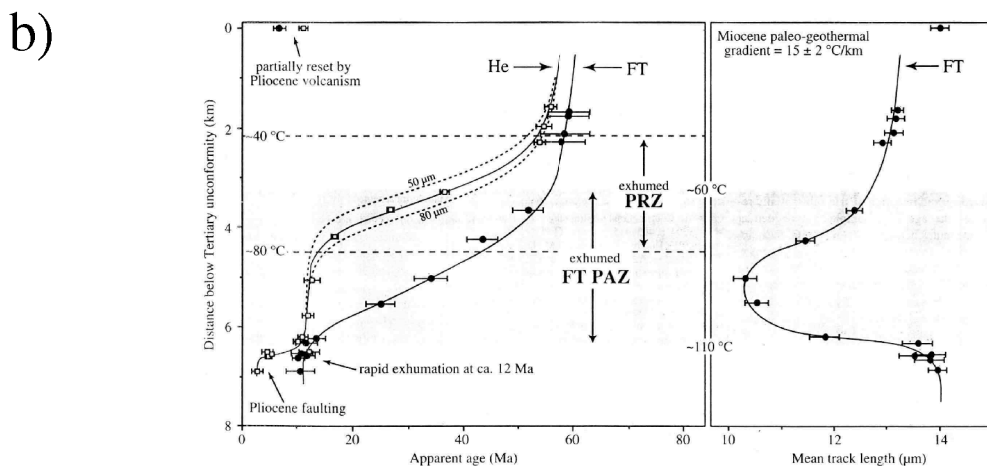
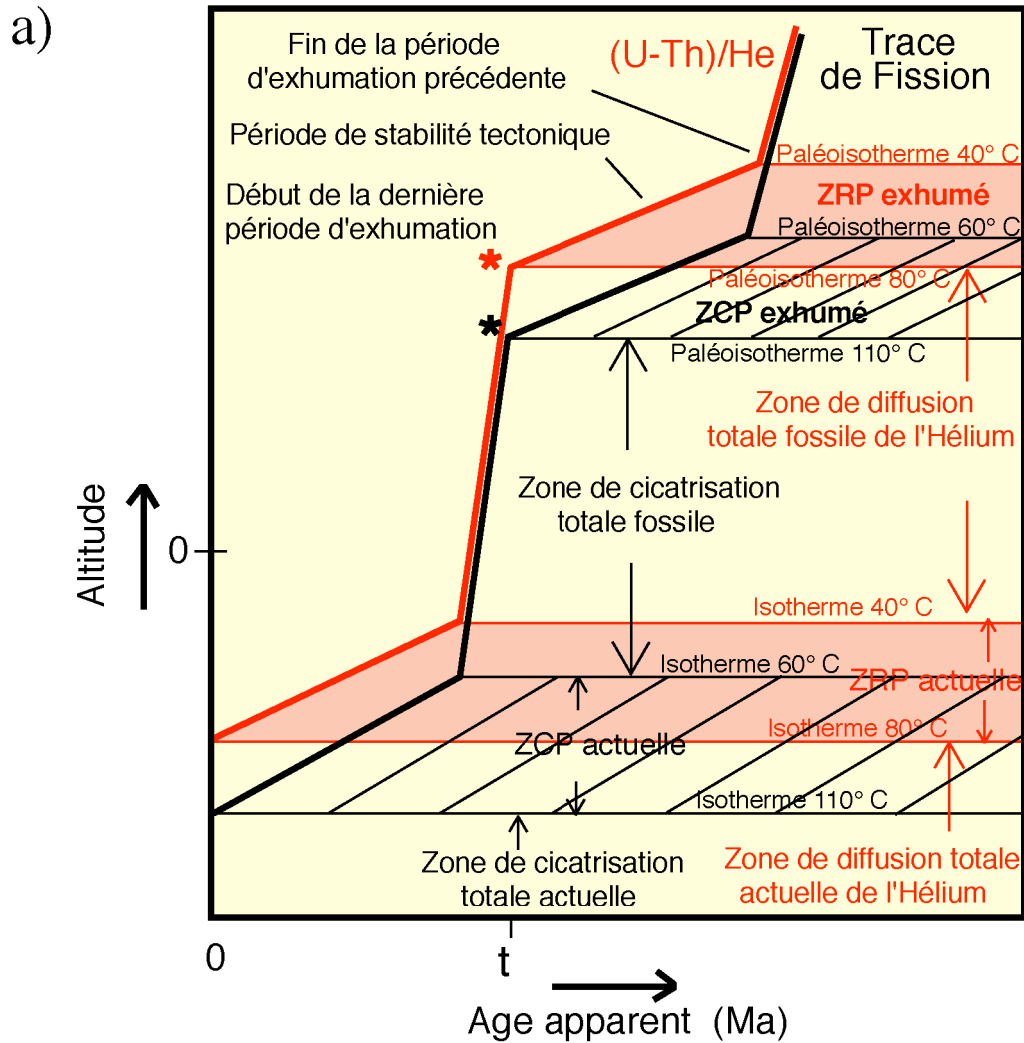


Figure II.18 : a) Principe des Zones de Cicatrisation Partielle des traces de fission et de Rétention Partielle de l'hélium mis en évidence par la réalisation de profils d'échantillonnage altitudinaux. Une exhumation rapide (marquée par les astérisques) permet la remontée passive de paléo-ZCP et ZRP. La rupture de pente dans les courbes d'évolution des âges permet de dater le début de l'exhumation. Sous ce point, la pente de la droite des âges vs. altitude nous donne un taux d'exhumation. Par contre, au dessus de la rupture, la pente de cette droite ne peut être interprétée qu'en termes de taux de cicatrisation et non en termes d'exhumation. b) Exemple de paléo-ZCP et ZRP exhumées. La détermination de la position des paléo-isothermes correspondant aux limites des ZCP et ZRP par rapport à une discordance stratigraphique d'âge connu donne une estimation du paléo-gradient géothermique prévalant à cette époque (d'après Stöckli et al., 2000).

apparents-altitude (Stockli et al., 2000; Pik et al., 2003b) suite à leurs exhumation. Les températures limites de cette ZRP (entre ≈ 80 et $\approx 40^\circ$ C) recourent celles de la ZCP des traces de fission (entre ≈ 110 et $\approx 60^\circ$ C). Ces deux méthodes sont donc très complémentaires pour appréhender l'histoire thermique d'une roche dans les derniers kilomètres de la croûte terrestre, et ainsi, dans le cas d'une chaîne de montagne, caractériser qualitativement et quantitativement les processus de dénudation qui accompagnent sa formation. Il est ainsi possible de reconnaître dans des sections crustales actuellement à l'affleurement ces paléo-ZCP (Fitzgerald et al., 1995) et paléo-ZRP. La caractérisation de ces zones nous donne des informations de premier ordre (timing et taux) sur les épisodes de dénudation ayant conduit à la remontée de la colonne crustale au travers des isothermes auxquels les méthodes traces de fission et (U-Th)/He sont sensibles (fig. II.18).

La confrontation des résultats acquis à l'aide des différentes méthodes ainsi que la confrontation avec les données géologiques existantes va nous fournir un test sur la validité des âges obtenus, notamment en ce qui concerne les méthodes dites de basses températures, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique, traces de fission sur apatite et (U-Th)/He également sur apatite. Au cours de ce travail, cette comparaison va mettre en lumière des âges qui restent incohérents avec les autres données radiométriques et les données géologiques. Les causes de ces incohérences seront discutées au cas par cas. Un des but de cette étude est de mieux cerner les limites de chaque méthode qui s'appuie sur des principes et des modèles dont il convient de vérifier les fondements.

Chapitre III

Thermochronologie multi-méthodes appliquée aux massifs de Mont-Louis et du Canigou: Evaluation du rôle de la faille de la Têt sur leur exhumation

1. Introduction

1.1 Préambule

Parmi les grands accidents jalonnant l'est de la ZA des Pyrénées, la faille de la Têt est un de ceux qui a la plus grande importance structurale et morphologique (fig. III.1). Son fonctionnement, en particulier au cours du Tertiaire, conduit à la formation des bassins intra-montagneux de Cerdagne et du Conflent à son toit au Nord ainsi qu'à l'exhumation du massif gneissique hercynien du Canigou-Carança qui culmine à plus de 2800 mètres à une cinquantaine de kilomètres des rivages de la Méditerranée. Elle est donc à l'origine de la formation de l'imposant relief où l'on passe d'une altitude de 400 mètres à Prades dans le bassin du Conflent à 2784 mètres au Pic du Canigou en une dizaine de kilomètre. La zone de faille s'avère très complexe car polyphasée (Guitard et al., 1998). Plusieurs épisodes de mylonitisation (Sère, 1993) ainsi qu'une reprise en conditions cassantes (Briaïs et al., 1990 ; Phillip et al., 1992) ont pu être mis en évidence. La datation directe de ces diverses époques de fonctionnement de la faille est très difficile en raison du caractère polyphasé des déformations et du manque de contraintes biostratigraphiques. Pour mieux contraindre l'activité de la faille de la Têt au cours des temps géologiques, des profils T-t (Température-temps), utilisant une approche géochronologique multi-méthodes, ont été réalisés de part et d'autre de la faille sur les massifs gneissiques du Canigou et granitiques de Mont-Louis (fig. III.2). L'évolution thermique de basse température, rendant compte des processus mis en jeu dans les parties supérieures de la croûte, sera étudiée plus en détail pour évaluer précisément le rôle de la faille lors de l'orogénèse alpine s.l., lors de la distension Oligo-Miocène NW-SE à l'origine de l'ouverture du Golfe du Lion (Philipp et al., 1992) et voire plus récemment au Quaternaire (Briaïs et al., 1990).

1.2 La faille de la Têt

La faille de la Têt est un accident de direction globalement E-W dans sa partie ouest au sud du bassin de Cerdagne et qui bifurque selon une direction NE-SW dans sa partie est à la bordure sud du bassin du Conflent (fig. III.3). Elle constitue en fait une zone complexe, se suivant sur environ 80 km, où se superposent plusieurs épisodes de mylonitisation et de déformation cassante (fig. III.4). Selon Sère (1993), un événement mylonitique précoce rattaché au transport vers le sud de la nappe du Canigou (Soliva et al., 1989, Soliva, 1992) au cours de l'Hercynien est repris par une déformation cisailante dextre-inverse plus froide et moins intense que les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotites et micas blancs à 55-60 Ma permettent d'attribuer à l'événement compressif pyrénéen. Sère (1993) a également mis en évidence une phase de cisaillement postérieure présentant des critères en faille normale vers le NW. La zone de faille de la Têt est reprise ultérieurement par une tectonique cassante en faille normale à pendage nord (Guitard et al., 1998) qui permet l'individualisation de bassins intra-montagneux d'effondrement (Cerdagne et Conflent) au toit de la faille et la surrection de bloc de socle hercynien (massif du Canigou-Carança) au mur de la faille, au sud. Cette tectonique

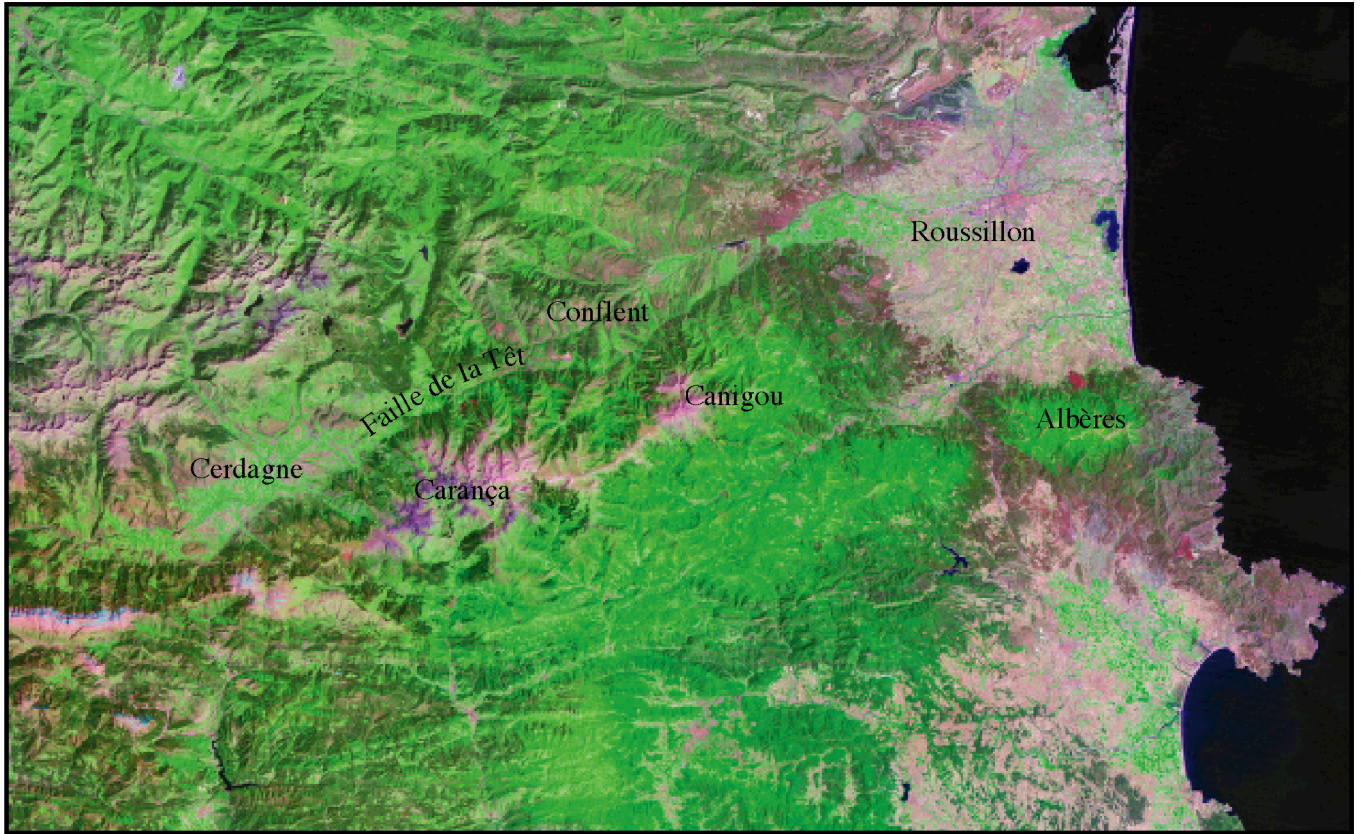


Figure III.1 : Photo satellite montrant l'importance morphologique de l'accident de la Têt qui constitue une des structures les plus visibles des Pyrénées Orientales.

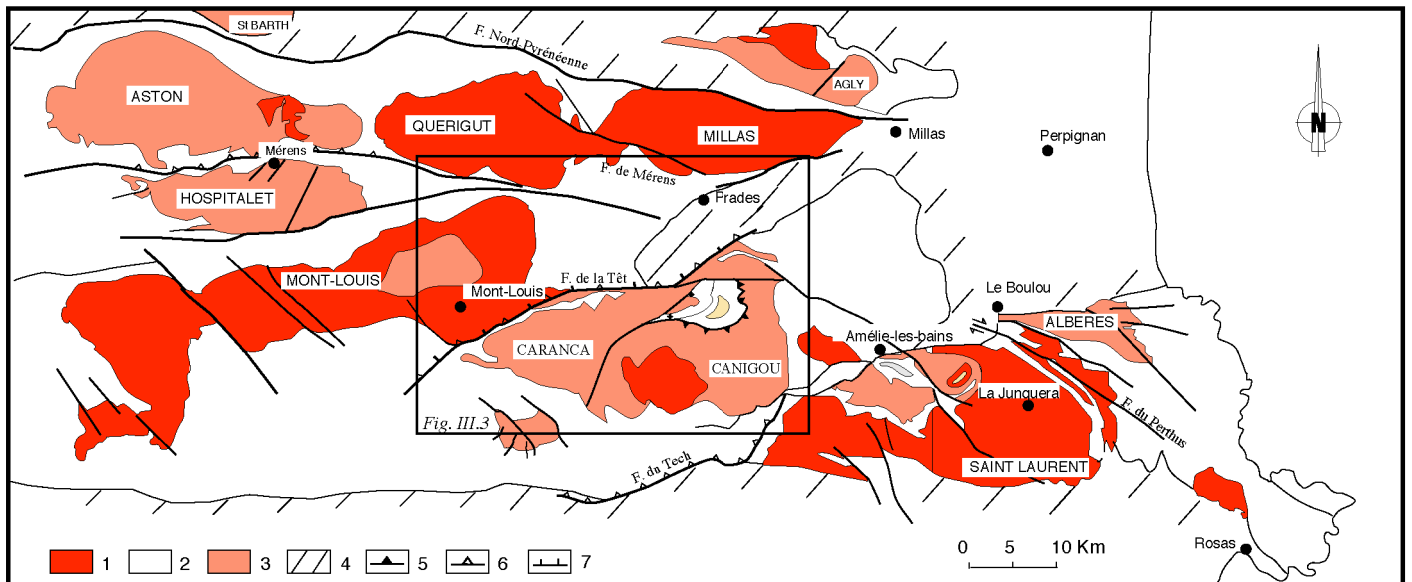


Figure III.2 : Carte géologique simplifiée de la partie orientale des Pyrénées (modifié d'après Monié et al., 1994). 1 : granitoïdes hercyniens, 2 : paléozoïque métasédimentaire, 3 : massifs gneissiques, 4 : terrains post-hercynien, 5 : chevauchements hercyniens, 6 : chevauchements alpins, 7 : failles normales.

cassante qui a profondément modelé le relief de cette zone des Pyrénées-Orientales reste discutée en ce qui concerne son âge. Pour Briaïs et al. (1990), qui s'appuient sur une description morphologique de la faille, une part importante de ces mouvements extensifs serait quaternaire, tandis que pour Philip et al. (1992), qui reconnaissent un certain nombre de failles inverses quaternaires déterminant un champ de contrainte compressif pour la période récente, les structures extensives sont à rattacher à l'événement oligo-miocène en relation avec l'ouverture du bassin Algéro-Provençal et représentent des structures «obssiles».

La description de cette faille expose son caractère complexe et la difficulté d'établir clairement, à partir des roches déformées de la zone de faille, ses différentes périodes de fonctionnement. Pour essayer de résoudre ce problème, une étude thermochronologique détaillée des terrains de part et d'autre de la faille a été menée, en particulier pour tenter de dater les périodes majeures de son fonctionnement.

2. Le massif granitique de Mont-Louis

2.1 Introduction

Au nord de la faille de la Têt, le corps granitique du massif de Mont-Louis vient intruder les sédiments Paléozoïques du synclinal de Villefranche de Conflent. L'intrusion est clairement antérieure aux différentes déformations reconnues dans la zone de faille de la Têt (Sère, 1993). Les modalités de son exhumation jusqu'aux niveaux les plus superficiels de la croûte sont donc nécessairement en partie contrôlées par le fonctionnement de la faille.

Après une description rapide du pluton de Mont-Louis (pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à Debon et al. (1996)), les résultats obtenus sur plusieurs échantillons du granite à l'aide des différents systèmes de datation radiométrique seront présentés. La courbe Température-temps obtenue, permettra de contraindre le refroidissement du pluton depuis sa mise en place en profondeur jusqu'à son exhumation proche de la surface. Elle sera ensuite discutée comparativement avec celle du massif du Canigou pour essayer de mieux contraindre le fonctionnement de la faille de la Têt au cours du temps.

2.2 Présentation du massif

a) Structure

Le granite de Mont-Louis est un pluton composite de grande dimension (environ 660 km² de superficie) rattaché aux massifs supérieurs selon la classification de Autran et al. (1970). Il est globalement allongé E-W et peut être divisé en trois parties (fig. III.5). La partie Est, la plus ancienne, se présente sous la forme d'un laccolite de 1,5 à 3 km d'épaisseur, reposant sur un plancher de gneiss ocellé (Dôme des Bouillouses) envahi de cheminées d'alimentation, et intrusif dans les séries paléozoïques inférieures du Conflent (Autran et Guitard, 1957). La partie centrale constitue une lame, déversée vers le sud, en prisme ouvert vers le haut de 7 à 8 km d'épaisseur. Elle alimente la partie ouest qui constitue une bulle

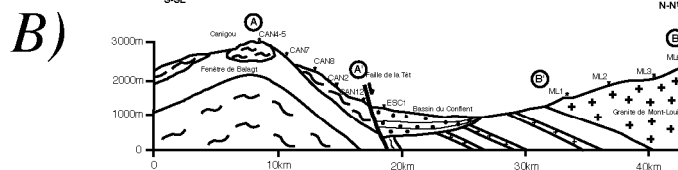
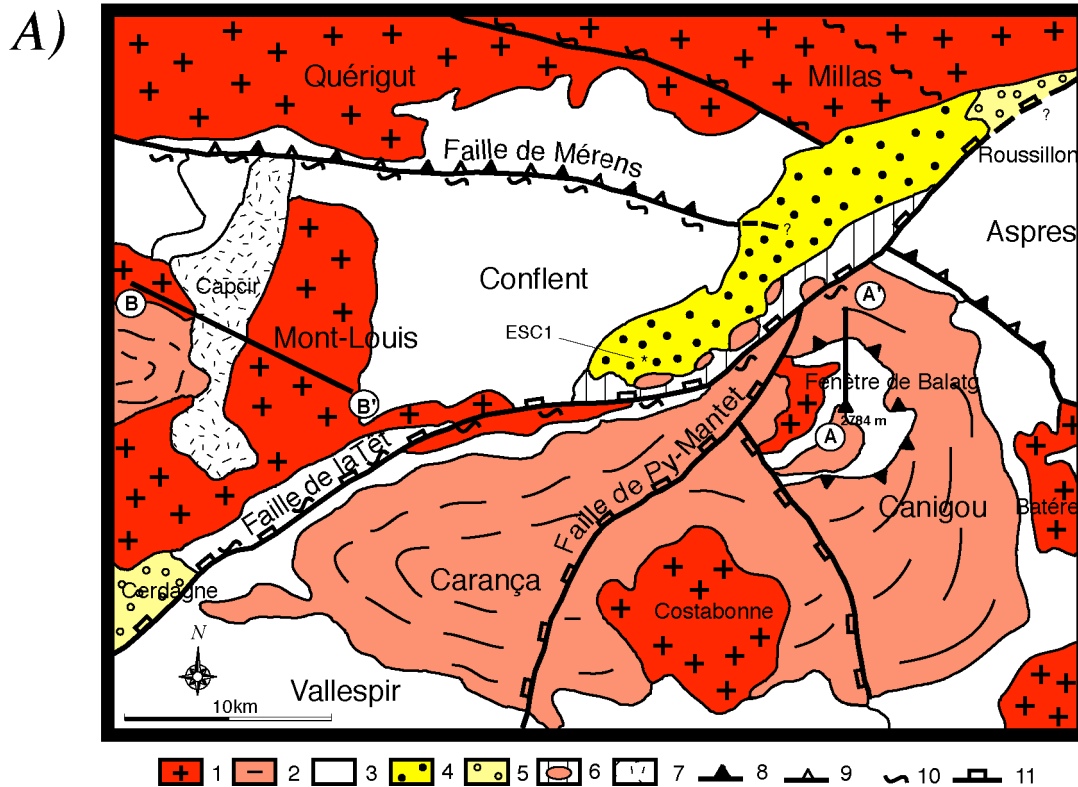


Figure III.3 : A) Carte géologique simplifiée présentant les deux transects AA' (massif du Canigou s.s.) et BB' (massif de Mont-Louis) de part et d'autre de la faille de la Têt décrit dans le texte (modifié d'après Guitard et al., 1998). 1 : granodiorite, 2 : gneiss, 3 : paléozoïque métasédimentaire, 4 : miocène inférieur, 5 : miocène supérieur, 6 : écaïlle de socle en collapse miocène, 7 : quaternaire glaciaire, 8 : chevauchements hercyniens, 9 : chevauchements alpins, 10 : mylonites, 11 : failles normales. B) Coupe géologique synthétique montrant la position des différents échantillons sur les deux profils verticaux étudiés.

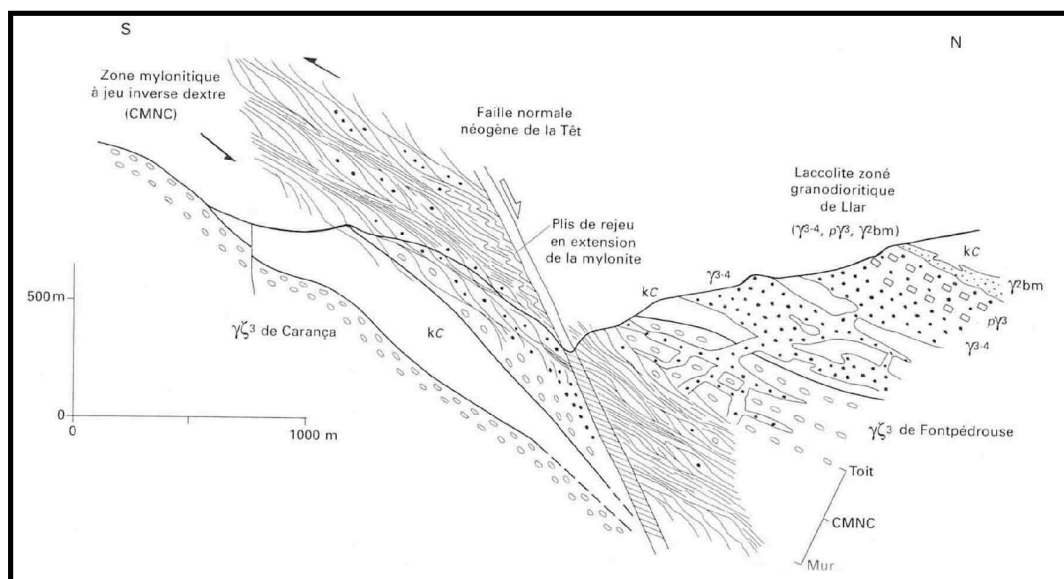


Figure III.4 : Coupe schématique, entre Thuès et Fontpédrouse, de la zone de faille montrant la superposition de plusieurs événements mylonitiques et cassants (d'après Autran dans Guitard et al., 1998).

déversée vers le sud (appelée également granite d'Andorre) intrusive dans des séries sédimentaires allant jusqu'au Cabonifère inférieur (Soler, 1990). Le découpage du massif s'est réalisé par l'intermédiaire du jeu en décro-chevauchement dextre de couloirs de cisaillement NW-SE activé dans les conditions du faciès schiste vert et accentué par le fonctionnement de failles tardives de direction semblable. L'allongement E-W du massif est dû au fonctionnement de ces failles (Bouchez et Gleizes, 1995). Des bandes cisailantes de même direction et de même cinématique sont connues dans d'autres massifs granitiques pyrénéens comme Bassiès (Majoor, 1988; Gleizes et al., 1991), Roses-Cap de Creus (Carreras et Losantos, 1982) et Saint-Laurent (Soliva et al., 1991). L'âge du fonctionnement de ces zones de cisaillement reste mal connu. La possible influence de la tectonique alpine sera abordée en détail dans le chapitre V de ce mémoire.

Une auréole de métamorphisme de contact se développe dans l'encaissant métasédimentaire paléozoïque du granite. Celle-ci est bien caractérisée dans l'encaissant oriental du pluton (Guitard et al., 1998) où elle affecte les terrains épizonaux (métamorphisme régional) Paléozoïque inférieur. L'auréole interne est marquée par des cornéennes à sillimanite-feldspath potassique et cordiérite-feldspath potassique tandis que la partie externe est marquée par des schistes «Tachetés» à porphyroblastes de cordiérite et de biotite pour les parties les plus externes auxquels s'associent des porphyroblastes d'andalousite. Aucune étude thermobarométrique n'a été réalisée, mais des températures de l'ordre de 800° C contre le pluton et 400° C à la limite externe de l'auréole paraissent raisonnables (Guitard et al., 1998) au vu des assemblages minéralogiques observés.

b) Age de mise en place

D'abord considéré comme un intrusif post-tectonique (Autran et al., 1970) corroboré par une isochrone Rb-Sr composite (Quérigut + Millas + Mont-Louis) donnant un âge de 269 ± 12 Ma (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a), il est maintenant admis, suite à plusieurs études structurales (Guitard et al., 1984; Bouchez et Gleizes, 1995) que sa mise en place s'est opérée durant les phases de déformation hercynienne. Toutefois, deux hypothèses s'opposent. La première postule une mise en place au cours des phases tardives de déformation (D4-7 selon Guitard et al. 1984; Laumonier et al., 1984). Elle s'appuie principalement sur l'observation des relations avec l'encaissant oriental où les isogrades du métamorphisme de contact associé au granite recoupent les isogrades du métamorphisme régional lui-même synchrone de la première phase de déformation tardive (D4). De plus le granite, à sa périphérie, présente des enclaves schistosées (déformation majeure hercynienne D3) alors que lui-même n'est jamais gneissifié. La deuxième hypothèse rend compte, suite à une étude structurale basée sur la technique d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), d'une mise en place lors des phases précoces de déformation (Gleizes et Bouchez, 1989; Bouchez et Gleizes, 1995; Gleizes et al., 1997) associée à des cisaillement vers le SW similaires à ceux affectant la nappe du Canigou (Soliva et al., 1989; Soliva, 1992). Dans cette hypothèse, les zones de cisaillement NW-SE seraient à rattacher à la phase majeure compressive hercynienne (D3 selon Laumonier et al., 1984; D2 selon Gleizes et Bouchez, 1995) globalement orientée N-S et affecteraient de façon rétrograde les bordures du pluton déjà en partie cristallisé.

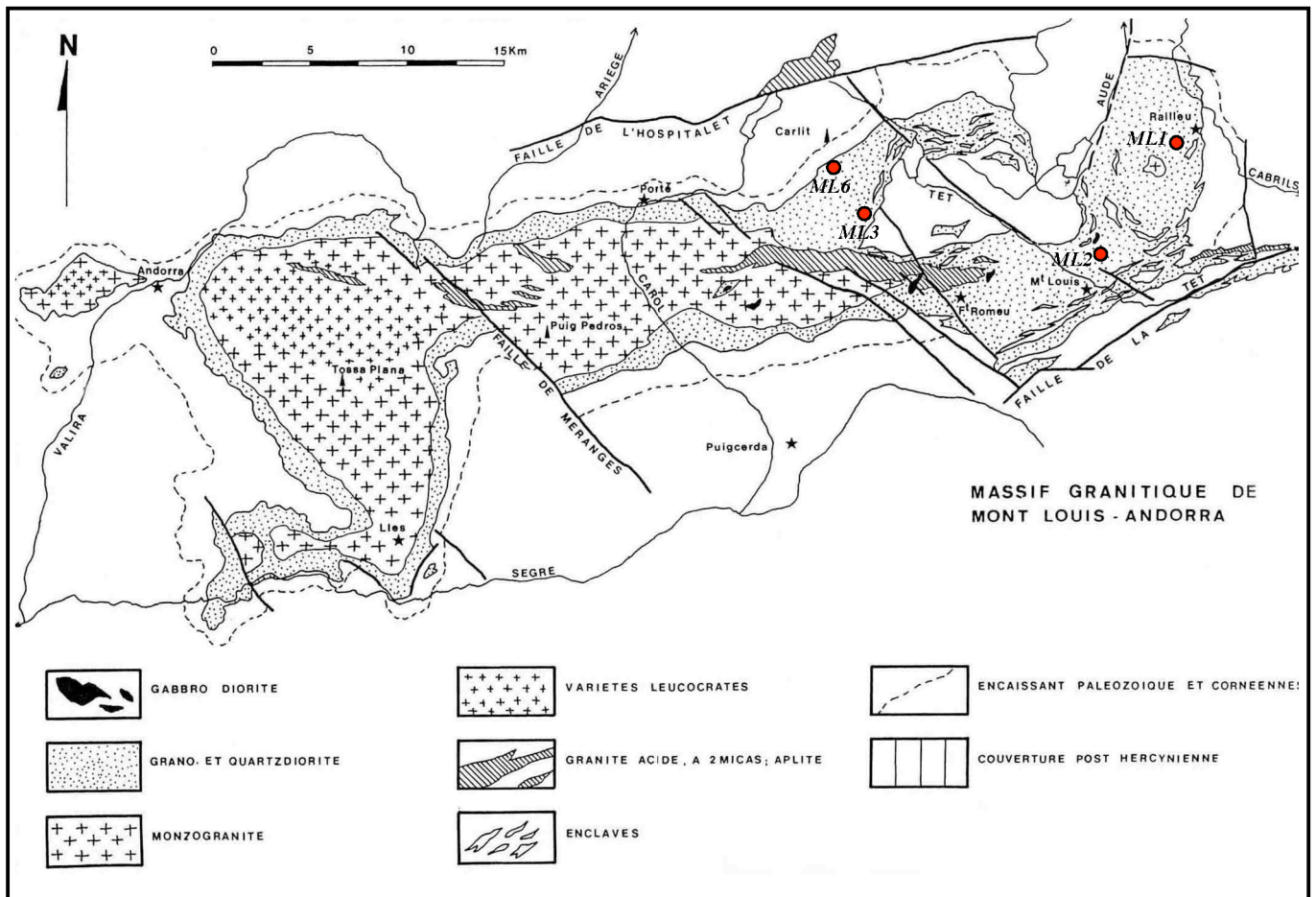


Figure III.5 : Carte géologique simplifiée du massif granitique de Mont-Louis (d'après Calvet, 1996). La localisation des échantillons étudiés est indiquée.

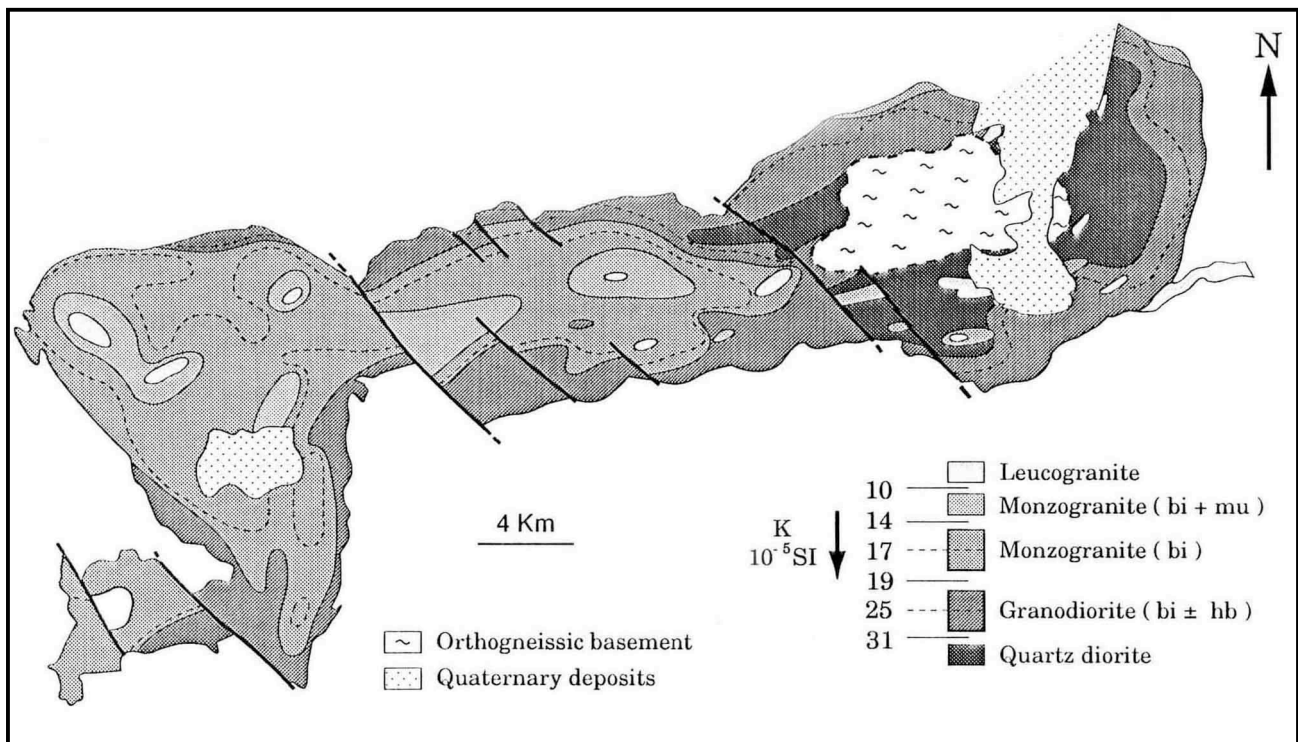


Figure III.6 : Carte des faciès pétrographiques du massif de Mont-Louis déterminée à partir de l'analyse de susceptibilité magnétique (d'après Gleizes et Bouchez, 1995).

Une datation U-Pb sur des sphères du métamorphisme de contact de la partie occidentale du pluton (Romer et Soler, 1995) a donné un âge de 305 ± 3 Ma. Cet âge est plus en accord avec les données structurales exposées précédemment sans qu'il soit possible de discriminer entre une hypothèse de mise en place lors des phases précoces ou celle lors des phases tardives, du fait que l'ensemble des déformations hercyniennes se déroulent sur un court laps de temps (10-15 Ma). De plus, il s'accorde avec les âges déterminés récemment par la méthode U-Pb sur zircon sur le granite de Bassiès (312 ± 2 Ma, Paquette et al., 1997), sur celui de Quérigut (307 ± 2 Ma, Roberts et al., 2000) et sur divers plutons du sud du Massif Central (306 ± 4 Ma, Brichau, 2000) constituant au même titre que les Pyrénées une zone externe de l'orogène Varisque ouest-européen.

c) Composition

Le pluton présente pour sa plus grande partie une composition calco-alcaline potassique avec des faciès pétrographiques évoluant depuis des tonalites à hornblende jusqu'à des granodiorites et des granites monzonitiques à biotite (fig. III.6)(Debon et al., 1996). Des faciès plus alumineux (Autran, 1986) apparaissent à la fois lors des phases précoces de mise en place (granite des Avellans) et lors des phases les plus tardives dans des méga-fentes orientées E-W (granite type Font-Romeu).

d) Echantillonnage

Quatre échantillons ont été prélevés dans le lobe oriental du pluton selon une transversale globalement E-W et à altitude croissante vers l'ouest (fig. III.3 et III.5). L'échantillon ML1, à la bordure est du pluton (100 mètres à l'ouest du village de Railleu sur la D4), a été choisi pour mener une étude géochronologique combinant divers systèmes de datation isotopique donnant accès à toute l'histoire thermique du pluton depuis sa cristallisation en profondeur jusqu'à son exhumation vers les niveaux les plus superficiels de la croûte. Il s'agit d'une granodiorite à quartz, biotite ($X_{Mg} = 0,39-0,42$), plagioclase (An 42-60), feldspath potassique, hornblende actinolitique ($X_{Fe} = 0,41-0,47$), zircon, apatite et opaques (cf. Annexe III E). Trois autres échantillons de ce granite ont également été analysés lors de ce travail : ML2 (carrefour des routes D118 et D4 au nord de La Llagone) et ML3 (barrage des Bouillouses) sont des granodiorites du même type que ML1 tandis que ML6 (étang de Casteilla) est une granodiorite plus claire sans hornblende.

2.3 Présentation des résultats thermochronologiques:

a) U-Pb sur zircon

Deux échantillons du lobe oriental du pluton de Mont-Louis (ML1 et ML6) ont été choisis pour mener une étude U-Pb sur zircons. Après un tri optique de la fraction non magnétique, l'observation au microscope électronique à balayage (MEB) a permis d'isoler une quinzaine de zircons présentant un habitus en baguette (longueur/largeur > 3-4), exempts

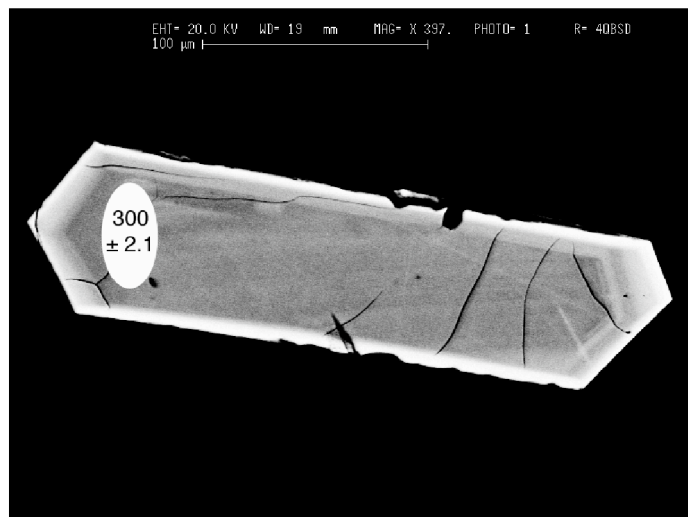
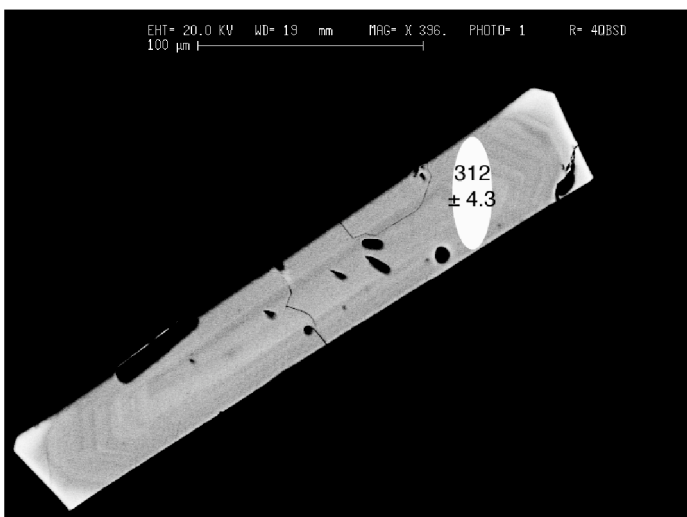
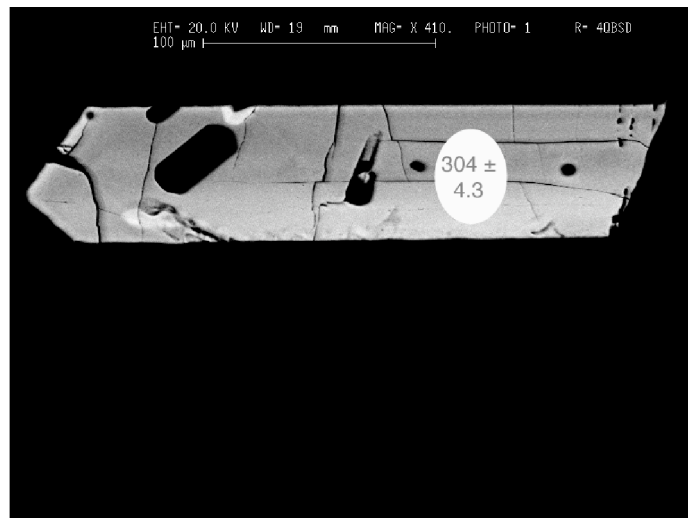
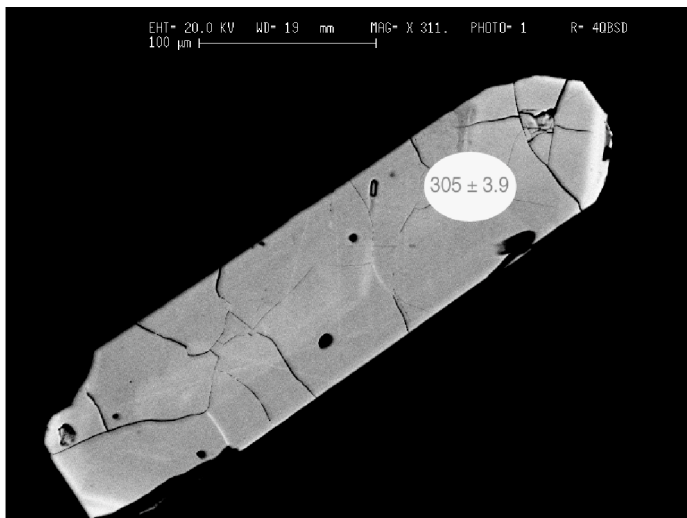


Figure III.7 : Photos réalisées au Microscope Electronique à Balayage (MEB) de deux zircons de l'échantillon ML1 (a et b) et de deux zircons de l'échantillon ML6 (c et d). Les ellipses claires représentent les zones d'impacts du faisceau ionique primaire. Les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ces points sont donnés.

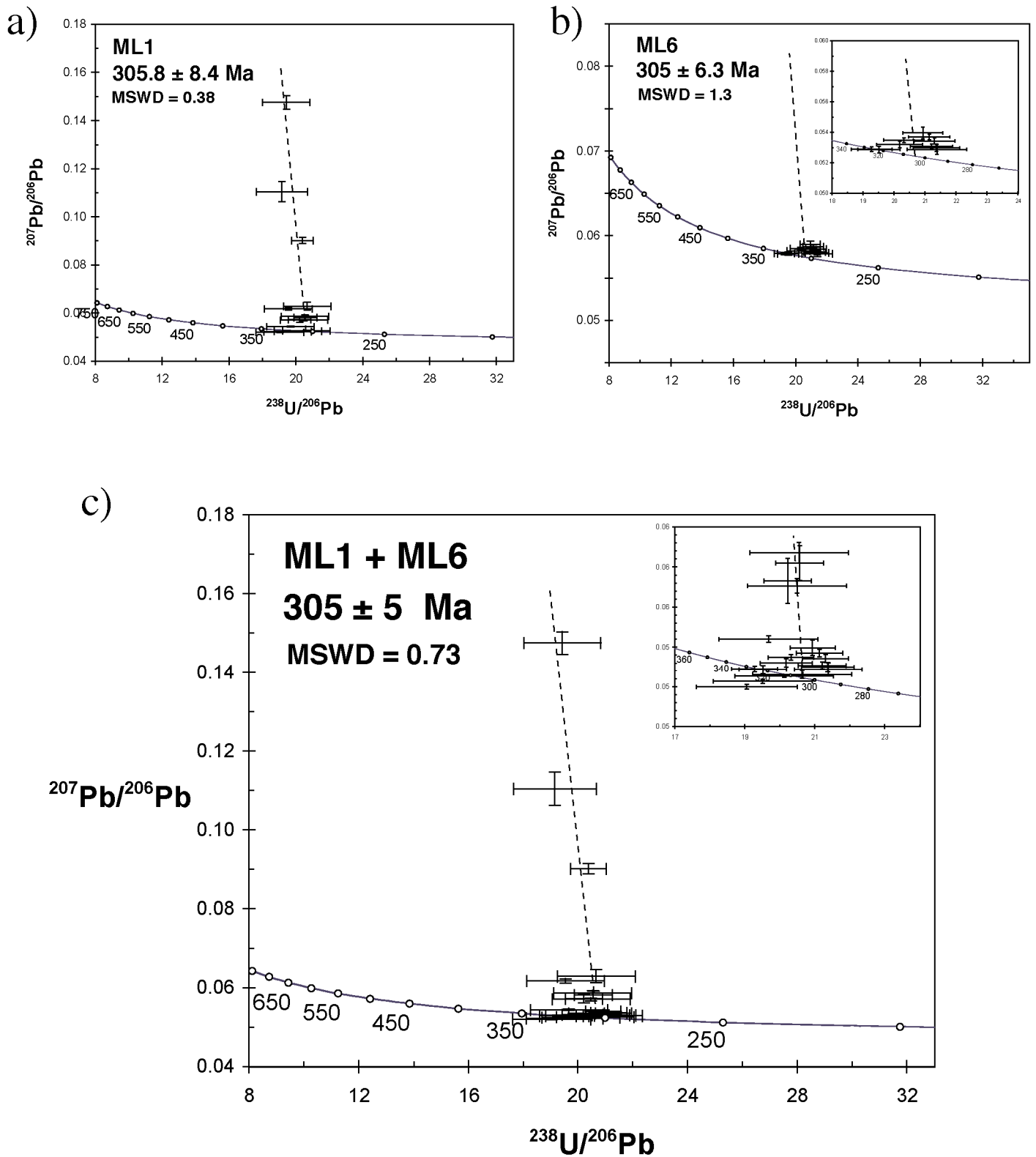


Figure III.8 : Données U-Pb sur zircon, non corrigées du plomb commun, reportées dans des diagrammes Terra-Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$). a) Echantillon ML1 ; b) Echantillon ML6 ; c) Echantillon ML1 + ML6. L'âge obtenu correspond à l'intercept inférieur sur la Concordia d'une droite ayant pour origine la composition isotopique du plomb commun à 300 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,8618 \pm 0,01$ selon le modèle Stacey-Kramers (1975)).

d'inclusions et présentant des structures internes relativement simples d'origine magmatique (fig. III.7).

Quatorze analyses effectuées sur les zircons de l'échantillon ML1 à la sonde ionique Caméca IMS 1270 du CRPG (Nancy, France) sont reportées dans un diagramme Concordia inverse Tera-Wasserburg (tableau en Annexe IIIA et fig. III.8a). Onze points sont concordants à sub-concordants tandis que trois montrent une composante en plomb commun plus importante. L'intercept inférieur d'une droite ayant pour origine la composition isotopique du plomb commun à 300 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,8618 \pm 0,01$ selon le modèle Stacey-Kramers (1975)) permet d'obtenir un âge de $305,8 \pm 8,4$ Ma (MSWD = 0,38). Dix analyses ont également été réalisées sur des zircons de l'échantillon ML6 (tableau en Annexe IIIA), choisis de la même façon que ceux de l'échantillon ML1. Reportées dans un diagramme Tera-Wasserburg (fig. III.8b), elles se placent toutes près du pôle radiogénique et permettent d'obtenir un âge de $305 \pm 6,3$ Ma (MSWD = 1,3) parfaitement similaire à celui de $305,8 \pm 8,4$ Ma obtenu sur les zircons de l'échantillon ML1.

Eu égard à la similarité des âges qui se recoupent parfaitement dans les marges d'erreur et au caractère cogénétique de ces deux échantillons, les analyses ont été réunies dans un même diagramme (fig. III.8c). Un âge U-Pb sur zircon de **305 ± 5 Ma** (MSWD = 0,73) est ainsi déterminé pour les unités constituant la partie basale du pluton de Mont-Louis.

b) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (tableaux en Annexe IIIB)

i) Hornblende

Le dégazage progressif d'une hornblende de l'échantillon ML1 donne un spectre (fig. III.9) où le premier palier représentant seulement 0,16 % d' ^{39}Ar est affecté par de l'excès d'argon. Les quatre suivants donnent des âges croissants depuis $119,1 \pm 81,7$ Ma jusqu'à $265,7 \pm 18,5$ Ma, mais ne représentent qu'environ 3 % de l' ^{39}Ar total dégazé. Ensuite, sept paliers avec plus de 96 % d' ^{39}Ar donnent un âge de **$299,8 \pm 2,9$ Ma**. Celui-ci constitue un âge intégré car il ne remplit pas les critères d'un âge plateau (cf. chapitre II). La forme légèrement concave de cette partie du spectre peut provenir du fait que les marges d'erreur sont données à un sigma pour les différentes fractions de dégazage. L'âge total est de $300,4 \pm 3,1$ Ma. L'évolution du rapport Ca/K reflète parfaitement l'évolution des âges. Ainsi les âges jeunes semblent systématiquement liés à des rapports Ca/K faibles qui pourraient être le résultats de dégazage d'inclusions de phyllosilicate (Wartho, 1995). Le rapport Cl/K suit une évolution similaire, ce qui permet d'éliminer une éventuelle influence de chlorite ou de fluides enrichis en chlore piégés dans les sites les moins rétentifs du minéral. Ces âges jeunes sont donc liés au dégazage de zones plus riches en potassium qui pourraient être des inclusions microscopiques de biotite ne pouvant être visualisées en microscopie optique classique.

ii) Biotite

Deux échantillons ont fait l'objet de datation par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur biotite. Un monograin de biotite de l'échantillon ML1 a été analysé par la technique du dégazage progressif tandis qu'un autre provenant de ML2 a été analysé par fusions ponctuelles.

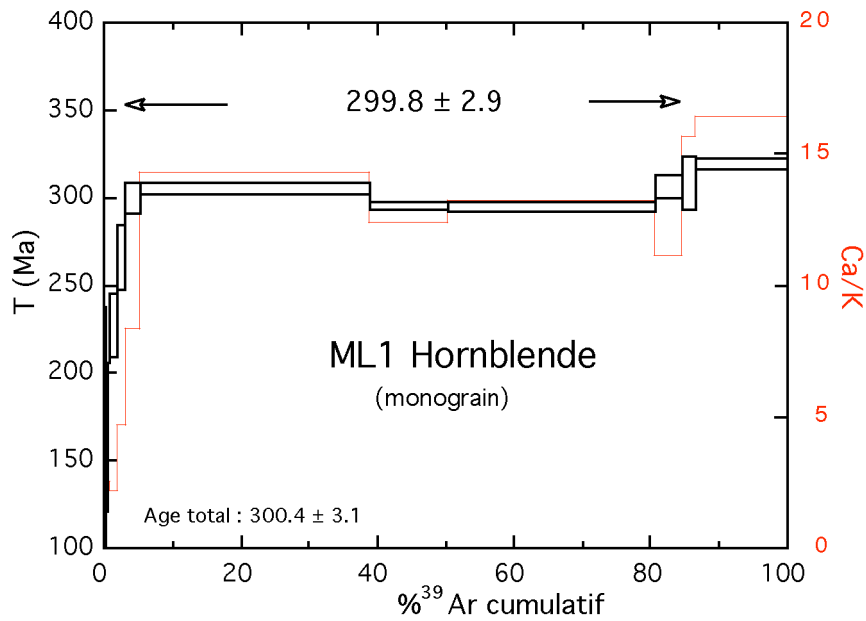


Figure III.9 : Spectre d'âges d'un monograin de hornblende de l'échantillon ML1 définissant un âge intégré de $299,8 \pm 2,9$ Ma pour près de 81% de l' ^{39}Ar total.

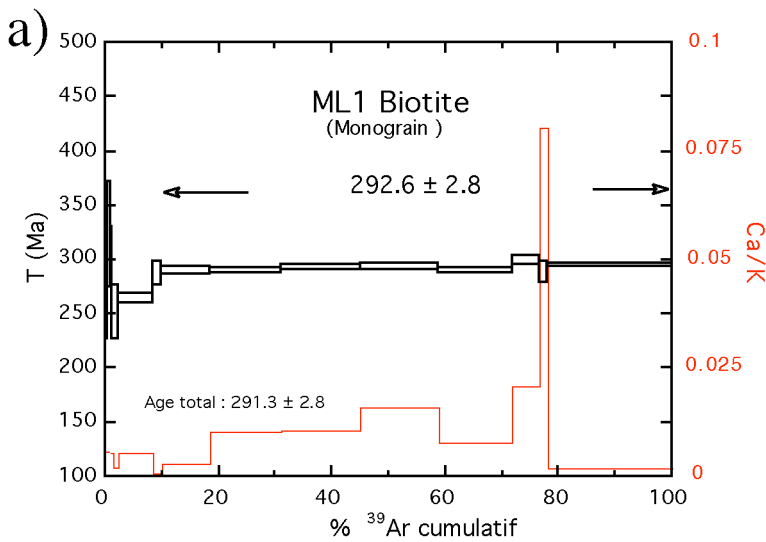
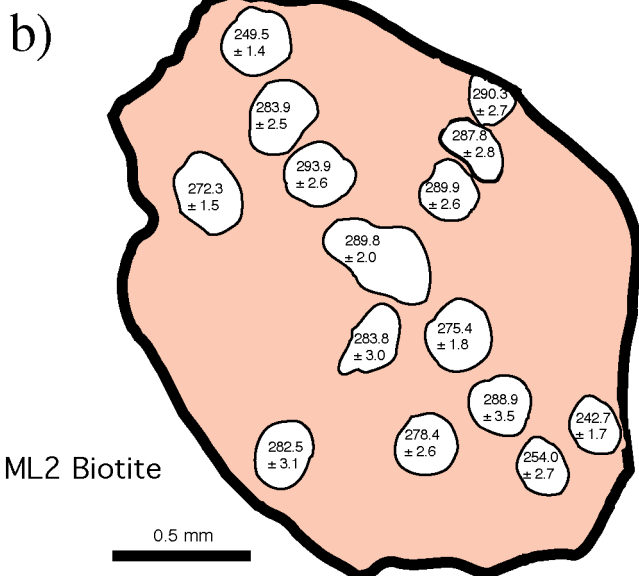


Figure III.10 : a) Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon ML1 définissant un âge plateau de $292,6 \pm 2,8$ Ma pour environ 90 % de l' ^{39}Ar total ; b) Carte d'âge d'une biotite de l'échantillon ML2 montrant une zonation disymétrique. L'âges le plus vieux ($293,9 \pm 2,6$ parfaitement similaire à l'âge plateau de $292,6 \pm 2,8$ Ma de la biotite de l'échantillon ML1) se trouve au coeur du cristal et le plus jeune ($242,7 \pm 1,7$ Ma) à sa périphérie.



ML2 Biotite

0.5 mm

Le spectre de la biotite de l'échantillon ML1 (fig. III.10a) montre tout d'abord quatre paliers représentant moins de 1 % de l'³⁹Ar total et de ce fait sont entachés d'une erreur trop importante pour pouvoir être utilisables. Ils semblent toutefois contaminés par une forte composante d'argon en excès. Ensuite trois paliers indiquent des âges croissant depuis 250,7 ± 24,7 Ma jusqu'à 286,6 ± 11,1 Ma, corrélés à des rapports Cl/K plus élevés que les autres fractions d'argon dégazé, avant que ne s'individualise un plateau de 8 paliers pour environ 90 % de l'³⁹Ar total dégazé et définissant un âge de **292,6 ± 2,8 Ma**. Les valeurs très faibles du rapport Ca/K enregistré tout au long du dégazage font que ces variations sont vraisemblablement peu significatives.

Les quinze fusions ponctuelles réalisées sur une biotite de l'échantillon ML2 perpendiculairement au plan (001) du mica (fig. III.10b) donnent des âges compris entre 242,7 ± 1,7 Ma et 293,9 ± 2,6 Ma. On constate une zonation coeur-bordure avec les âges les plus vieux préservés au centre du cristal qui concordent avec l'âge plateau de la biotite de l'échantillon ML1. Cependant cette zonation apparaît fortement dissymétrique. En effet, la diminution des âges vers la périphérie du cristal n'est effective que dans le plus grand axe du cristal. Une telle disposition a déjà été mise en évidence dans une biotite du granite voisin de Millas (Monié et al., 1994). L'origine géologique ou expérimentale (préparation de l'échantillon ou irradiation) d'une telle zonation reste à déterminer. Les analyses ne montrent aucune corrélation entre les âges et les compositions en chlore et en calcium rapportées au potassium (dérivées respectivement des rapports ³⁸Ar/³⁹Ar et ³⁷Ar/³⁹Ar) ce qui permet d'exclure la recristallisation comme vecteur d'une perte d'argon radiogénique pour cet échantillon.

L'origine possible des pertes d'argon (soit lors d'une fermeture progressive du système (Hodges et Bowring, 1995) soit lors d'une réouverture partielle (Hames et Cheney, 1997)) enregistrées selon le grand axe de la biotite de l'échantillon ML2, mais également dans les premiers paliers de dégazage de la biotite de l'échantillon ML1, seront discutées plus en détail par la suite.

iii) Plagioclase □

Un monograin de plagioclase de l'échantillon ML1 a été analysé par la technique du dégazage progressif. Le spectre obtenu (fig. III.11), très discordant, est marqué par des premiers paliers (environ 5% de ³⁹Ar total) fortement contaminés par une composante d'argon en excès, habituelle dans le cas des feldspaths (McDougall et Harrison, 1999). Ces paliers montrent des rapports Cl/K élevés alors que pour tout le reste du dégazage la quantité d'³⁸Ar résultant du Cl sera trop faible pour être mesurée significativement. Les âges apparents diminuent ensuite rapidement jusqu'à une zone fortement discordante, représentant tout de même près de 40% de ³⁹Ar total, où les âges oscillent entre 52,9 ± 3,7 Ma et 118,1 ± 0,8 Ma. Ensuite les âges remontent brusquement jusqu'à des valeurs aux environs de 280 Ma avec toutefois la présence de fraction de dégazage intermédiaire donnant des âges plus jeunes de 215 à 230 Ma. L'évolution de ces âges montre une très nette corrélation inverse avec l'évolution du rapport Ca/K □ les sites les plus calciques correspondent aux âges les plus jeunes et vice-versa. La baisse brutale du rapport Ca/K à la moitié du dégazage marque

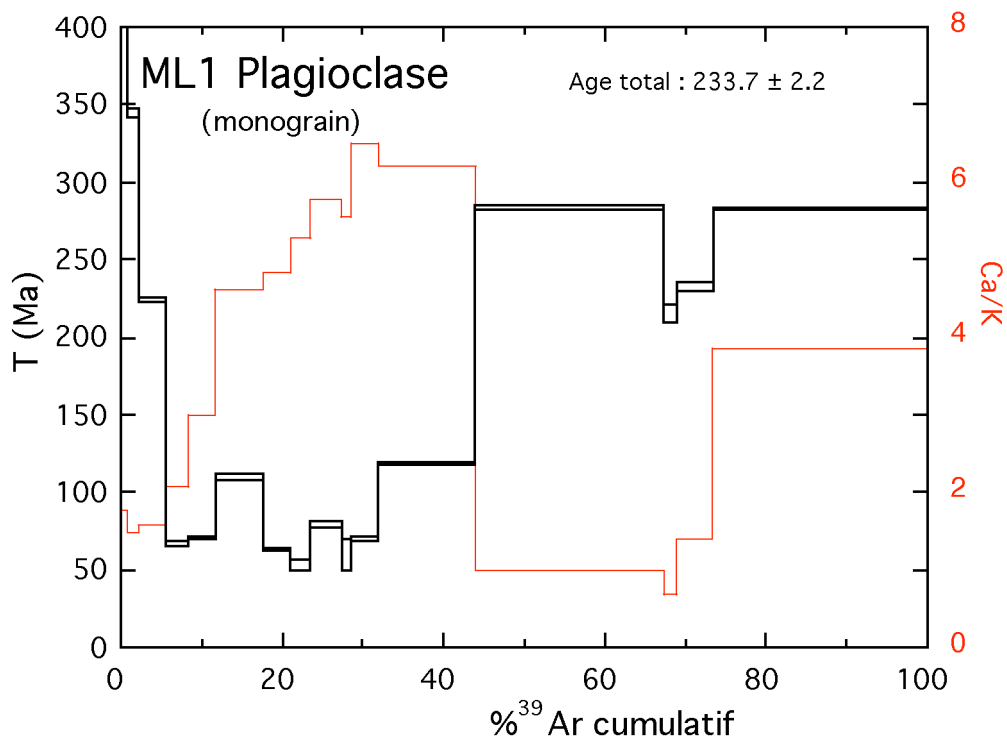


Figure III.11 : Spectre d'âges d'un monograin de plagioclase de l'échantillon ML1. Trois domaines peuvent être identifiés : un premier montrant une importante composante d'argon en excès ($\approx 5\%$ du dégazage total) ; un second, corrélée avec les rapports Ca/K les plus forts, donne des âges mal définis entre le Crétacé supérieur et le Cénozoïque inférieur et un troisième donnant un âge d'environ 280 Ma corrélé avec des rapports Ca/K plus faibles.

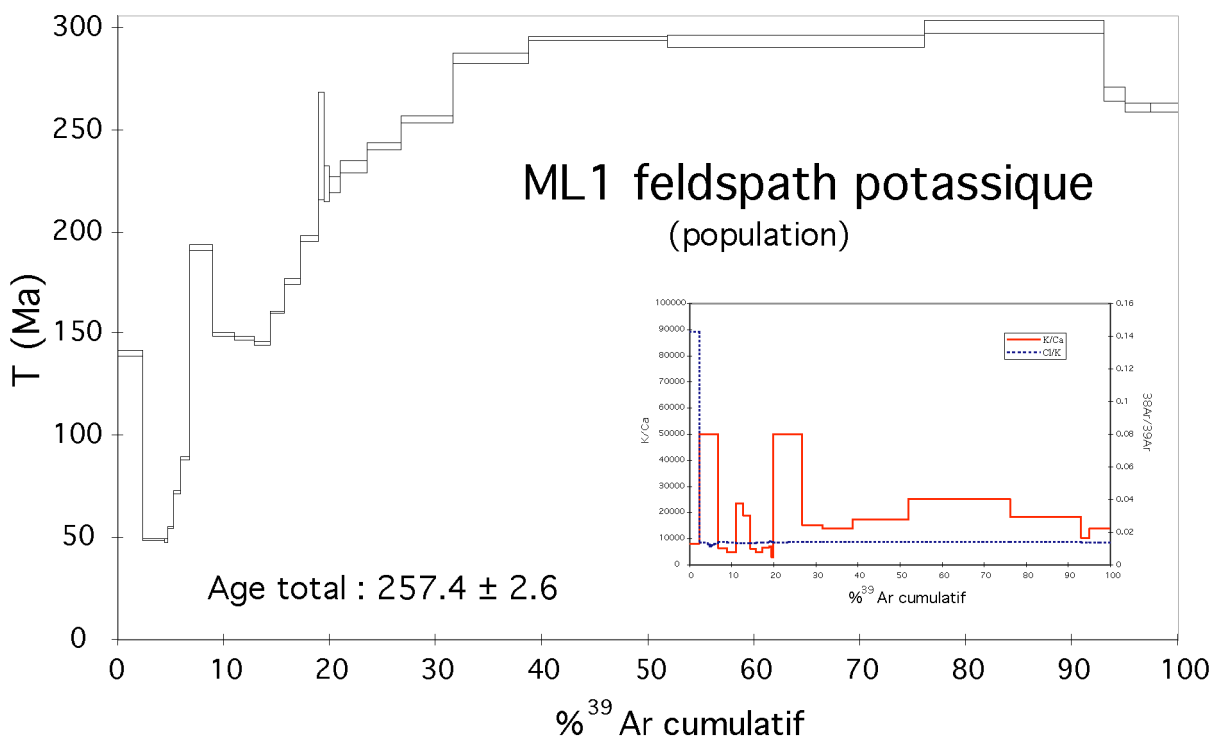


Figure III.12 : Spectre d'âge d'une population de feldspath potassique de l'échantillon ML1. Il montre une forme concave avec une évolution des âges depuis $48,2 \pm 0,8$ Ma jusqu'à $300,4 \pm 3$ Ma. L'évolution des rapports K/Ca et Cl/K est présentée en encart.

probablement l'influence d'une phase plus potassique et correspond à une brusque remontée des âges vers 280 Ma.

iv) Feldspath potassique

Le dégazage d'une population de feldspaths potassiques de l'échantillon ML1 a donné un spectre très discordant (fig. III.12) comme classiquement décrit pour ce type de minéral (Mc Dougall et Harrison, 1999). Les âges évoluent depuis un minimum à $48,2 \pm 0,8$ Ma en basse température jusqu'à $300,4 \pm 3$ Ma à haute température pour un âge total de $257,4 \pm 2,6$ Ma. La forme du spectre ne semble pas être influencée par l'évolution des rapports Ca/K et Cl/K des minéraux au cours du dégazage. La procédure particulière de dégazage préconisé par Lovera et al. (1991) ainsi que la mesure précise de la température ont permis d'extraire les caractéristiques moyennes de diffusion de cette population $E = 44,1$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 3,29$ cm²/s (fig. III.13) qui seront utilisées pour modéliser l'histoire thermique de l'échantillon ML1.

c) Traces de fission sur apatite

Les résultats traces de fission sur apatite obtenus sur quatre échantillons de la partie est du granite de Mont-Louis ont fait l'objet d'une publication présentée en Annexe I et dans laquelle une comparaison est établie avec les résultats acquis sur le massif du Canigou s.s. (cf. infra) dans le but de contraindre le jeu Cénozoïque de la faille de la Têt.

Les quatre échantillons du lobe oriental du granite de Mont-Louis ont donné des âges centraux traces de fission sur apatite compris entre $32,3 \pm 2,4$ Ma pour l'échantillon ML1 et $36,4 \pm 2$ Ma pour ML2 (fig. III.14 et tableau en Annexe IIIC). Les âges de $33,3 \pm 2,2$ Ma (ML3) et $34,6 \pm 2,5$ Ma (ML6) obtenus sur les deux autres échantillons sont parfaitement cohérents dans les marges d'erreurs avec les âges maximums et minimums obtenus sur cette coupe verticale qui témoigne une faible variabilité des âges malgré une différence d'altitude de près de 1000 mètres entre la base et le sommet du profil. Chacun de ces âges centraux a été obtenu par au comptage d'au moins 18 grains et le test statistique du χ^2 donne des valeurs très nettement supérieures à 5%, ce qui traduit la présence d'une seule population d'âge dans chaque échantillon (Galbraith, 1981).

D'autre part, des mesures de longueurs de traces confinées ont pu être effectuées sur ces quatre échantillons. Les trois échantillons de la partie supérieure du profil vertical fournissent des longueurs moyennes relativement similaires comprises entre $13,21 \pm 0,18$ (ML6) μm et $13,58 \pm 0,16$ (ML2) μm associées à des déviations standards inférieures à 1,8 pour au minimum 59 mesures (ML3). L'échantillon ML1 à la base de ce profil fournit un résultat assez différent avec une longueur moyenne de $12,42 \pm 0,18$ μm pour 100 traces confinées mesurées, associée à une déviation standard de 1,84.

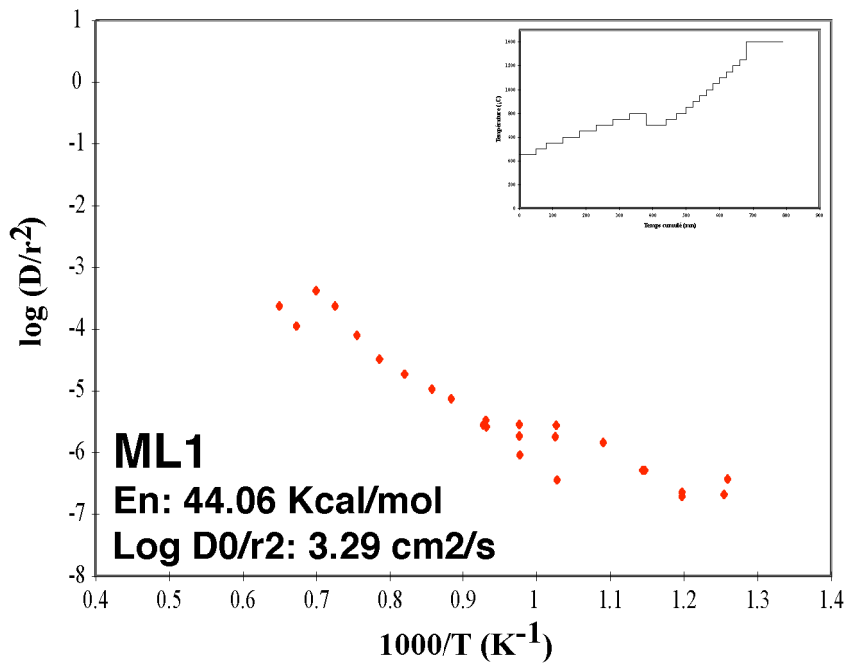


Figure III.13 : Diagramme d'Arrhénius de la population de feldspath potassique de l'échantillon ML1 dont le spectre d'âge est présenté sur la figure III.12. La procédure de chauffage adoptée est donnée en encart. Les paramètres de diffusion calculés à partir de ce diagramme sont $E = 44,1$ kcal/mole et $\log D_0/r_2 = 3,29$ cm²/s.

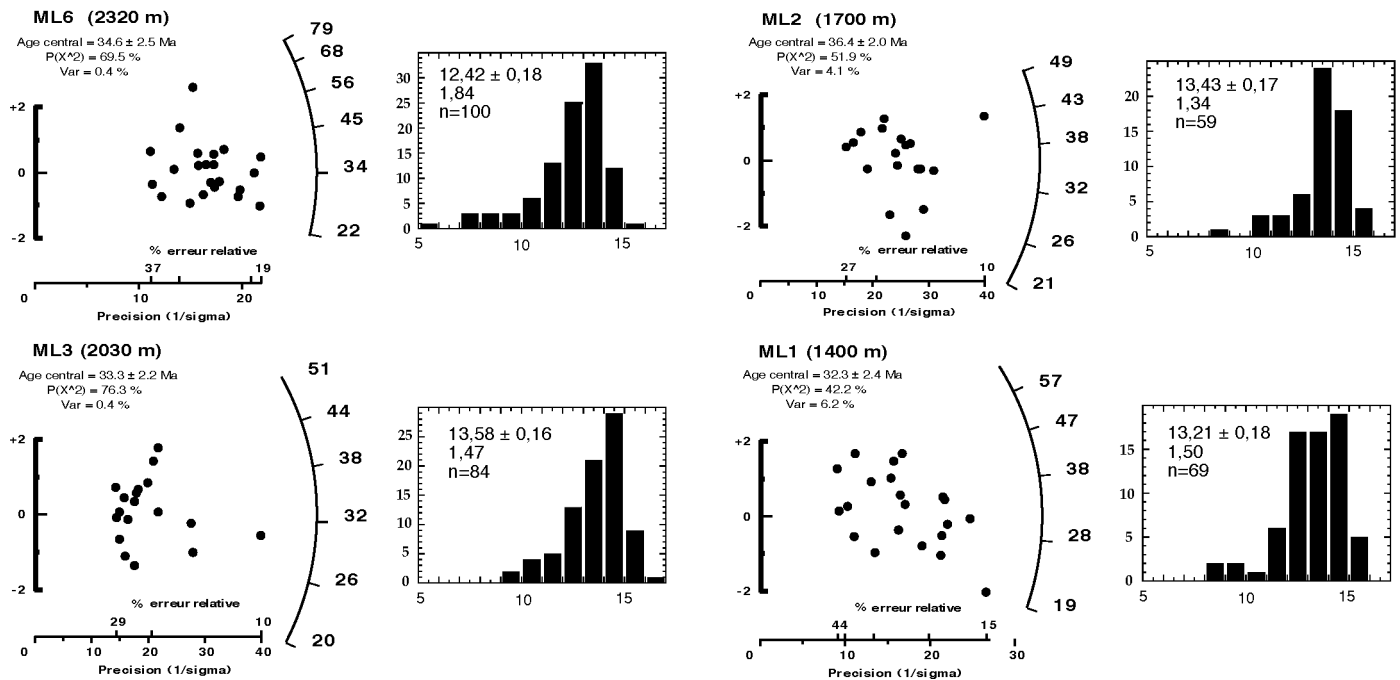


Figure III.14 : Diagramme Radial Plot (Galbraith, 1990) représentant les données traces de fission obtenues sur chaque grain des quatre échantillons du granite de Mont-Louis. L'âge central de chacun est donné (± 2 sigma) avec le χ^2 et la variance correspondants. Pour chaque échantillon sont également donnés l'histogramme de distribution de longueurs de traces confinées avec la longueur moyenne de ces traces, la déviation standard associée et n le nombre de traces mesurées.

d) (U-Th)/He sur apatite

Les quatre échantillons du granite de Mont-Louis datés par la méthode des traces de fission l'ont été également par celle (U-Th)/He sur apatite afin de compléter vers les basses températures la courbe de refroidissement et de tester la cohérence de résultats fournis par ces deux méthodes thermochronologiques.

Chaque aliquote est constituée de 15-30 cristaux d'apatites pour un poids compris entre 0,14 et 0,3 mg. La mesure précise (longueur et largeur) de chaque grain a été effectuée sous une loupe binoculaire dans le but de déterminer le facteur de correction Ft moyen de chaque aliquote (cf. chapitre II). Celui-ci est compris entre 0,76 pour la première aliquote de l'échantillon ML1 où les cristaux ont une longueur moyenne de 205 μm et une largeur moyenne de 115 μm et 0,84 pour la deuxième aliquote de l'échantillon ML6 avec des cristaux de 235 μm de long et 170 μm de large en moyenne. Les âges (U-Th)/He obtenus sur les différentes aliquotes de ces quatre échantillons sont compris entre $29,7 \pm 1,5$ Ma (ML1b) et $48,7 \pm 2,4$ Ma (ML6b). Le détail pour chaque aliquote est donné dans le tableau en Annexe IIID. Certains de ces âges s'accordent difficilement avec les données traces de fission exposées ci-dessus. Seul l'échantillon ML1 où les deux aliquotes parfaitement reproductible ($29,8 \pm 1,5$ Ma et $29,7 \pm 1,5$ Ma) et la première aliquote de l'échantillon ML6 ($36,1 \pm 1,8$ Ma) donnent des âges comparables à ceux obtenus par la méthode des traces de fission (respectivement à $32,3 \pm 2,4$ Ma et $34,6 \pm 2,5$ Ma) en conformité avec les estimations respectives de Tc (cf. chapitre II). Au contraire, les autres analyses, en plus de montrer une mauvaise reproductibilité pour les différentes aliquotes, fournissent des âges (U-Th)/He significativement plus vieux que les traces de fission.

2.4 Interprétation

a) U-Pb sur zircon

Considérant la température de fermeture très élevée ($> 900^\circ\text{C}$) du zircon vis-à-vis du système U-Pb (Cherniak et Watson, 2001), l'âge de 305 ± 5 Ma obtenu sur deux échantillons de granodiorite issus du lobe oriental du pluton de Mont-Louis est probablement très proche de la mise en place du corps granitique. Ceci est d'autant plus probable que la forme laccolithique de la partie orientale du pluton intrusif dans un encaissant « froid » (épizone du métamorphisme régional) implique un refroidissement rapide estimé à moins d'un Ma (Guitard et al., 1984). Cet âge est en parfait accord avec celui à 305 ± 3 Ma obtenu sur les sphères des skarns de contact de la partie occidentale du pluton (Romer et Soler, 1995). Ces sphères ayant cristallisé à des température $< 500^\circ\text{C}$ (Romer et Soler, 1995), c'est à dire nettement en dessous de la température de fermeture de $650-700^\circ\text{C}$ du système U-Pb dans ce minéral (Zhang et Schärer, 1996), l'âge de 305 ± 3 Ma des sphères est relatif à leur cristallisation et ne correspond pas à un âge de refroidissement.

On considère donc que l'âge de 305 ± 5 Ma déterminé lors de ce travail rend compte de la mise en place du pluton de Mont-Louis au Westphalo-Stéphanien lors des déformations hercyniennes quelles soient précoces (Bouchez et Gleizes, 1995) ou tardives (Guitard et al., 1984) et non d'une mise en place dans un cadre post-cinématique comme pouvait le suggérer l'âge Rb-Sr à 269 ± 12 Ma initialement proposé (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a). Il est de plus parfaitement cohérent avec les âges U-Pb sur zircon de 312 ± 2 Ma et 307 ± 2 Ma déterminés récemment sur les granites de Bassiés et de Quérigut (Paquette et al., 1997; Roberts et al., 2000).

Il faut apparemment reconsidérer, comme déjà suggéré par Briquieu et Respaut (1997), toutes les anciennes datations Rb-Sr (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a; Fourcade, 1981; Michard-Vitrac et al., 1980; Cocherie, 1984; Debon et Zimmerman, 1988 ; Majoor, 1988) qui avaient fait des plutons granodioritiques hercyniens des Pyrénées des intrusifs post-tectoniques. L'origine de ce rajeunissement systématique des âges Rb-Sr, également connu dans les granites du sud du Massif Central (Caron, 1994), reste inconnue et mériterait d'être étudiée plus en détail. On peut évoquer, pour expliquer ce rajeunissement, soit la possible influence de l'événement volcanique à 280 Ma reconnu dans l'Ossau (Briquieu et Innocent, 1993) soit l'effet des déformations et des métamorphismes liés à l'orogénèse alpine s.l. comme cela a été évoqué dans le cas du chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Albarède et al., 1978). Des problèmes d'échantillonnage, et notamment la construction d'isochrone à partir de plusieurs faciès non cogénétiques peuvent aussi être évoqués. En effet, on peut remarquer que Fourcade et Javoy (1991), en éliminant les échantillons de roches totales non cogénétiques d'une étude précédente (Fourcade, 1981), donnent un âge Rb-Sr de 303 ± 10 Ma pour le granite de Quérigut comparable à l'âge U-Pb de 307 ± 2 Ma (Roberts et al., 2000).

b) $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$

i) Hornblende

La température de fermeture des amphiboles vis-à-vis du chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est d'environ $550 \pm 50^\circ\text{C}$ (Harrison, 1981; Dahl, 1996; Villa et al., 1996) avec de possibles variations liées aux effets de composition chimique, de taille de grain, de vitesse de refroidissement, etc. L'âge de $299,8 \pm 2,9$ Ma déterminé sur une hornblende de l'échantillon ML1 constitue donc un âge de refroidissement légèrement postérieur à la mise en place de l'intrusion magmatique de Mont-Louis dans la croûte supérieure. Cet âge est de plus parfaitement cohérent avec un âge U-Pb sur monazite ($T_c = 650-700^\circ\text{C}$ (Parrish, 1988)) de 302 ± 2 Ma (Alexandrov et al., comm. pers.).

ii) Biotite

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus par fusions ponctuelles au coeur du cristal de biotite de l'échantillon ML2 (maximum à $293,9 \pm 2,6$ Ma) sont similaires à l'âge plateau de la biotite ML1 ($292,6 \pm 2,8$ Ma). Ils sont interprétés comme traduisant la fermeture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des biotites du granite de Mont-Louis lors de la traversée de l'isotherme $325 \pm 25^\circ\text{C}$ (Harrison et al., 1985).

Les âges jeunes (autour de 240-250 Ma) obtenus lors des premiers paliers de dégazage et à la périphérie du grain lors des expériences de fusions ponctuelles peuvent être liés soit à la fermeture très progressive du système isotopique lors d'un lent refroidissement (Hodges et Bowring, 1995) faisant suite à la mise en place du magma soit aux effets d'un événement ultérieur conduisant à des pertes en argon radiogénique (par diffusion volumique lors d'un événement purement thermique et/ou associé à des recristallisations en périphérie des grains). L'observation de lames minces à l'aide d'un microscope optique a permis de mettre en évidence un début de chloritisation de certains cristaux de biotite. Ce phénomène pourrait être à l'origine des âges à 240-250 Ma obtenus sur l'échantillon ML1 qui se corréleraient à des rapports Cl/K élevés. Toutefois cette chloritisation n'est pas systématique comme le prouvent les analyses réalisées à la sonde électronique qui ne montrent aucune variation significative de composition entre le cœur et la bordure de biotite (échantillon ML1). Pour l'échantillon ML2, les âges jeunes obtenus aux deux extrémités du grain ne se corréleraient pas quant à eux à des variations des rapports Cl/K ce qui traduit une variabilité de comportement entre les micas de différents échantillons. Les pertes enregistrées par la biotite de l'échantillon ML2 seraient donc uniquement le reflet d'un processus de diffusion volumique. L'origine de celui-ci (fermeture progressive du système ou événement thermique ultérieur) sera discutée par la suite à la lumière des données fournies par les autres chronomètres.

iii) Plagioclase □

Le spectre d'âge obtenu par dégazage progressif d'un monograin de plagioclase de l'échantillon ML1 montre deux parties bien distinctes. Les sites de l'argon libéré à haute température, pour lesquels les plus faibles rapports Ca/K sont obtenus, donnent globalement des âges tardi à post-hercyniens de l'ordre de 280 Ma. Tandis que ceux de basse température, où les rapports Ca/K sont les plus élevés, donnent des âges du Crétacé supérieur à Paléocène. Des structures sub-solvus de basse température, reconnues dans les feldspaths potassiques (Parsons et al., 1999), pourraient être à l'origine de ce spectre en deux parties. Dans ce cas, la fermeture tardive, mal datée entre le Crétacé supérieur et le Paléocène, des sites correspondant à ces structures résulterait de leur petite dimension (paramètre a dans l'équation de la T_c , chapitre II) et la différence de composition serait le résultat de phénomènes de diffusion intracristalline lors des réactions de basse température. Dans ce cas, les sites de haute température, représentant la phase plagioclasique s.s., nous donneraient un âge (≈ 280 Ma) de refroidissement post-hercynien correspondant à la traversée de l'isotherme $200 \pm 50^\circ \text{C}$ (Berger et York, 1981).

iv) Feldspath potassique □

Le spectre obtenu sur une population de feldspath potassique de l'échantillon ML1 présente les mêmes caractéristiques que celle du spectre de l'échantillon V90 prélevé au nord du granite de Millas (Albarède et al., 1978). Pour ces deux échantillons, les spectres présentent une forme discordante où les paliers de basse température conduisent à des âges d'environ 50 Ma et où les paliers de haute température semblent garder en mémoire une partie de l'argon accumulé depuis la fermeture initiale du système lors du refroidissement tardi à

post-hercynien du granite, comme dans le cas du plagioclase. L'absence de corrélation entre les âges et la composition en chlore et calcium rapportée au potassium ainsi que la forme concave du spectre d'âge discordant indiquent que les pertes d'argon résultent principalement d'un processus de diffusion volumique.

Ces pertes, modélisées par la théorie des multi-domaines (Lovera et al., 1989, 1991; Harrison et al., 1991) (fig. III.15), permettent d'obtenir une courbe de refroidissement qui fait la liaison entre celles déduites de l'utilisation des chronomètres de «Haute température» (U-Pb sur zircon, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et biotite) et de «Basse température» (traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur apatite) lors de ce travail. Ainsi, après le refroidissement rapide faisant suite à la mise en place du magma, une longue période d'environ 200 Ma marquée par un taux de refroidissement très faible ($<1^\circ \text{C}/\text{Ma}$) s'individualise. On peut remarquer, pour ces feldspaths potassiques, l'absence totale d'empreinte de l'événement métamorphique Crétacé moyen enregistré dans les bassins de la ZNP (Golberg, 1987) et sur les zones de cisaillement mylonitiques de la ZA (Monié et al., 1994; Soliva et al., 1993). Donc entre la fin des temps hercyniens et le début des événements compressifs pyrénéens affectant la ZA, à l'origine de l'accélération du refroidissement à $\approx 60 \text{ Ma}$, un long épisode de stabilité tectonique paraît prévaloir.

Cette absence d'empreinte de l'événement Crétacé moyen sur le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des feldspaths potassiques du granite de Mont-Louis est quelque peu surprenante au vu de son importance démontrée dans la suite de ce mémoire. On peut toutefois remarquer que le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des feldspaths potassiques du granite de Saint-Laurent reste aveugle également à cet événement. Les effets d'un possible événement thermique au Crétacé moyen avec surimposition d'un refroidissement rapide débutant à 60 Ma sur un spectre d'âge type de ceux obtenus dans les granites cévenols (Caron, 1994) ont été testés (en cours). La correspondance ou non avec le spectre d'âges des feldspaths potassiques de ML1 pourra nous renseigner sur la possibilité que l'événement thermique Crétacé moyen des Pyrénées soit à l'origine du spectre observé.

L'utilisation de thermochronomètres, tel les traces de fission sur zircon ($T_c = 250 \pm 50^\circ \text{C}$ (Hurford, 1986)), l'(U-Th)/He sur zircon ($T_c \approx 200^\circ \text{C}$ selon Reiners et al., 2002), sur sphène ($T_c \approx 160\text{-}200^\circ \text{C}$ selon Reiners et al., 1999) ou sur monazite ($T_c \approx 200\text{-}250^\circ \text{C}$ (Pik, et Marty, 1999)), qui se ferment à des températures couvrant la gamme des températures de fermeture des différents domaines des feldspaths potassiques pourrait nous renseigner sur la validité de la modélisation (mais également sur la validité des âges et T_c de ces thermochronomètres récemment développés (intercalibration)). Ainsi un événement thermique crétacé moyen devrait affecter ces chronomètres et donner un âge d'environ 90-100 Ma. S'il n'y a pas d'événement de cet âge ou que ces effets sont trop faibles, les âges fournis par ces chronomètres devraient se distribuer sur l'ensemble la courbe d'évolution thermique du granite de Mont-Louis déterminé grâce à la modélisation des spectres d'âges des feldspaths potassiques.

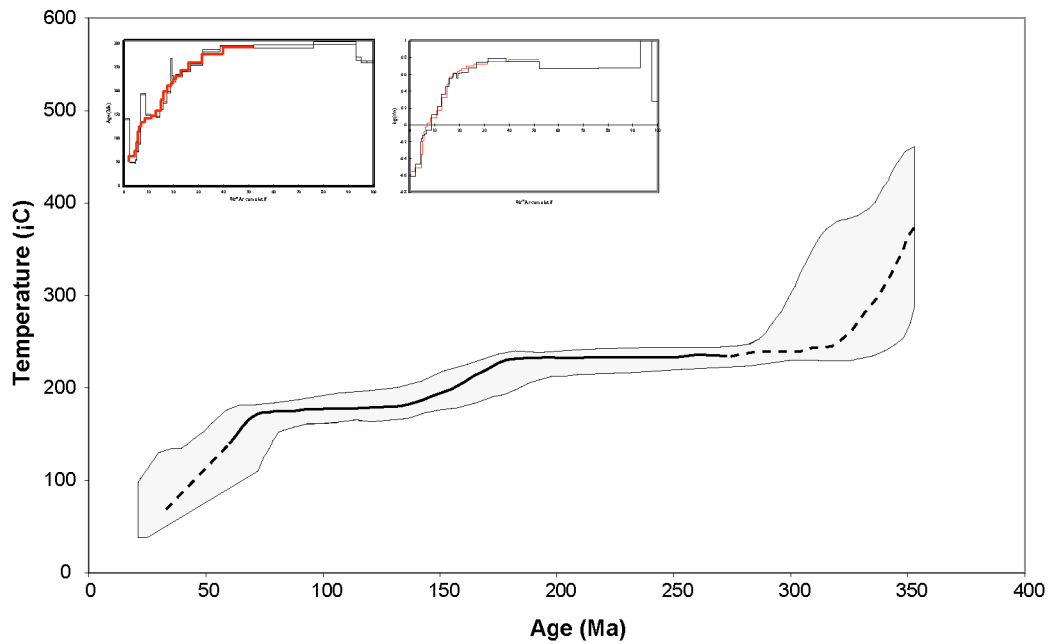


Figure III.15 : Modélisation de l'histoire du refroidissement de l'échantillon ML1 à partir de la théorie de la diffusion multi-domaine (Lovera et al., 1989) appliqué au feldspath potassique. Le trait noir constitue le meilleur chemin T-t identifié par le programme. Les parties en pointillés correspondent aux portions mal contraintes de cette histoire de refroidissement. La zone ombrée est l'enveloppe à 90% de confiance autour de ce meilleur trajet T-t. Le spectre d'âges théorique correspondant à l'histoire de refroidissement est comparé au spectre d'âges réel en encart.

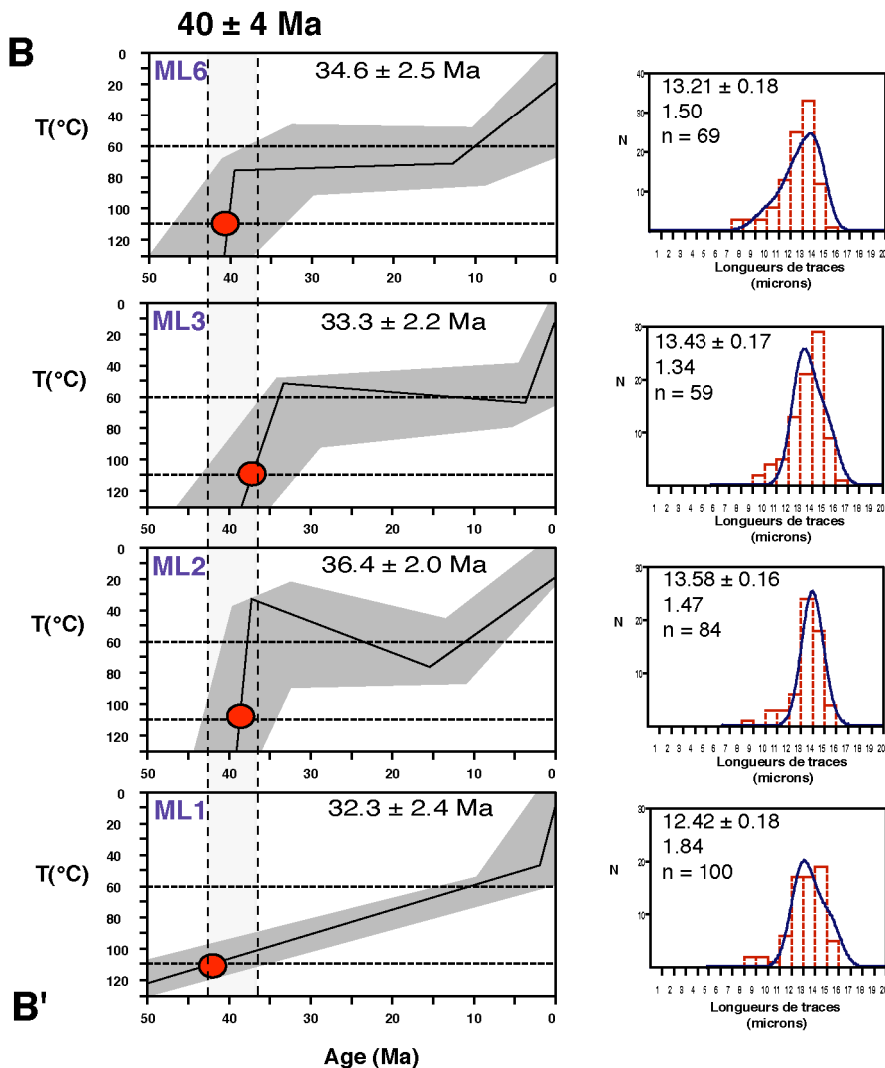


Figure III.16 : Modélisation thermique (T-t) des données traces de fission des quatre échantillons du granite de Mont-Louis à l'aide du logiciel Monte Trax (Gallagher, 1995). Le trait fin représente le meilleur chemin T-t déterminé par le programme tandis que la zone ombrée représente l'enveloppe de tous les chemins possibles. La zone en pointillés représente l'âge moyen auquel les échantillons ont traversé l'isotherme 110° C alors que le cercle plein nous donne l'âge moyen de cette traversée pour le meilleur chemin T-t défini de chaque échantillon. L'histogramme de distribution des longueurs de traces confinées est donné en pointillés, la courbe en trait plein représente la distribution théorique correspondant à l'histoire de refroidissement déterminée.

c) Trace de fission sur apatite□

L'interprétation des données traces de fission sur apatites obtenues sur les quatre échantillons du lobe oriental du pluton de Mont-Louis est présentée dans un article en Annexe I. Elle est exposée de manière plus précise ci-dessous.

La faible différence entre les âges moyens traces de fission des quatre échantillons du lobe oriental du granite de Mont-Louis ($32,3 \pm 2,4$ Ma au minimum et $36,4 \pm 2$ Ma au maximum) pourtant prélevés à des altitudes différentes (1400 à 2320 mètres) peut-être expliquée de plusieurs façons. Elle pourrait résulter soit de l'exhumation rapide, de l'ordre du km/Ma, d'une colonne crustale soit de l'exhumation, à des taux plus faibles, d'une isoprofondeur (les quatre échantillons se trouvant alors au même niveau structural). Un basculement tardif postérieur à la fermeture de ce système thermochronométrique expliquerait les différences d'altitude observées actuellement. La longueur moyenne des traces de fission confinées inférieure à $14 \mu\text{m}$, voire même inférieure à $13 \mu\text{m}$ dans le cas de l'échantillon ML1 n'est pas en faveur de la première hypothèse où un tel taux d'exhumation (km/Ma) devrait conduire à des traces de longueurs plus importantes (Fitzgerald et al., 1995). Il est de plus difficile de considérer le profil d'échantillonnage comme strictement vertical (1000 mètres de dénivelé pour 12 km de distance horizontale). Déterminer un taux d'exhumation directement à partir du profil altitudinal semble donc inadéquat. La topographie perturbe la forme des isothermes et les taux d'exhumation déterminés à partir des corrélations âge vs. altitude ont tendance à être sur-estimé (Stüwe et al., 1994). La seconde hypothèse qui fait état de l'exhumation d'une isoprofondeur semble donc plus probable. Les quatre échantillons devaient se trouver à des niveaux structuraux équivalents lorsqu'ils ont franchi l'isotherme 110°C , vraisemblablement suite à l'exhumation qui a débuté à ≈ 60 Ma (voir ci-dessus interprétation des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique). S'il s'agit vraiment d'une isoprofondeur exhumée, il nous est impossible, à partir de la corrélation âge vs. altitude, de quantifier l'épisode de refroidissement responsable de la traversée de l'isotherme 110°C .

Les modélisations thermiques réalisées à l'aide du logiciel Monte Trax (Gallagher, 1995) vont nous permettre de mieux appréhender l'histoire de refroidissement du pluton (fig. III.16). Les quatre modélisations permettent tout d'abord de placer la traversée de l'isotherme 110°C à 40 ± 4 Ma. Mais comme on pouvait s'y attendre au vu des différences de longueurs de traces confinées, cette traversée ne réalise pas de la même façon pour tous les échantillons. Ainsi les trois échantillons de la partie supérieure du profil traversent l'isotherme 110°C lors d'un épisode de refroidissement rapide qui semble se ralentir fortement à ≈ 30 Ma. La courbe de refroidissement de l'échantillon ML1 indique quant à elle une traversée de cet isotherme lors d'un épisode de refroidissement modéré. L'échantillon ML1 enregistre donc une histoire thermique différente des autres, avec un temps de séjour plus important dans la ZCP des traces qui conduit à la diminution de ces longueurs de traces. Ceci peut être expliqué par le fait que l'échantillon se trouvait à un niveau légèrement plus profond que les autres et lors d'un ralentissement de l'exhumation, visible à ≈ 30 Ma sur les modélisations thermiques des autres échantillons, il a séjourné dans la ZCP suffisamment longtemps pour que ces traces montrent une diminution notable de leur longueur. Dans ce cas, $32,3 \pm 2,4$ Ma constitue un

âge maximum pour le début du ralentissement de l'exhumation. Dans les Pyrénées Centrales, Fitzgerald et al. (1999) donnent un âge parfaitement similaire pour le ralentissement de l'exhumation à la fin de la compression pyrénéenne.

d) (U-Th)/He sur apatite ☐

Les âges (U-Th)/He sur apatite des échantillons ML2, ML3 et ML6 sont problématiques car ils fournissent des âges plus vieux que les âges moyens traces de fission (sauf pour l'aliquote ML6a) sur les mêmes échantillons et qui de plus montrent une mauvaise reproductibilité (fig. III.17). Ces âges trop vieux pourraient résulter d'une contamination par des inclusions de zircon apportant un surplus de ^4He par rapport à ce qui est produit dans le réseau de l'apatite. Une autre hypothèse permettant de les expliquer serait une sur-correction d'émission-alpha due à une répartition hétérogène de l'uranium et du thorium. Dans ce cas, l'essentiel de U et Th serait concentré au centre du cristal et l'âge brut (cf. tabl. en Annexe IIID) ne nécessiterait pas de correction (qui consiste à rajouter, par un calcul basé essentiellement sur la taille et la géométrie des cristaux, l' ^4He éjecté hors du réseau lors des désintégrations radioactives des atomes d'U et Th proches de la périphérie du cristal) ou du moins une correction plus faible. La possibilité d'un zonage chimique des apatites et particulièrement celles extraites de roches magmatiques (Tepper et Kuehner, 1999) est une limitation majeure pour la détermination précise des âges (U-Th)/He (Farley et al., 1996) et nécessiterait une étude plus précise, en cathodoluminescence par exemple, pour le cas présenté ici.

Seuls les âges (U-Th)/He de $29,7 \pm 1,5$ Ma et $29,8 \pm 1,5$ Ma, obtenus sur l'échantillon ML1, sont cohérents avec l'âge moyen trace de fission de cet échantillon ($32,3 \pm 2,4$ Ma). Une aliquote de l'échantillon ML6 donne également un âge (U-Th)/He ($36,1 \pm 1,8$ Ma) comparable à l'âge traces de fission de l'échantillon ($34,6 \pm 2,5$ Ma) mais au contraire de l'échantillon ML1 n'apparaît pas reproductible. L'âge d'environ 30 Ma obtenu sur l'échantillon ML1 est interprété comme un minimum pour le passage de l'isotherme 70°C (Wolf et al., 1998).

À partir de l'âge de la traversée de l'isotherme 110°C (40 ± 4 Ma) et celui de l'isotherme 70°C à environ 30 Ma, nous pouvons déterminer une vitesse de refroidissement de 4°C/ma pour le pluton de Mont-Louis qui correspond pour un gradient géothermique moyen de 25°C/km à un taux d'exhumation de $0,16$ mm/an. L'âge (U-Th)/He de 30 Ma constituant un âge minimum pour la traversée de l'isotherme 70°C , ce taux d'exhumation constitue lui aussi une valeur minimum.

2.5 Courbe de refroidissement (T-t) ☐

À partir des divers résultats présentés ci-dessus, il a été possible d'établir l'histoire thermique sous la forme d'une courbe Température-temps (T-t) de l'échantillon ML1 (fig. III.18). Vers les basses températures, cette histoire est affinée à l'aide de données obtenues sur

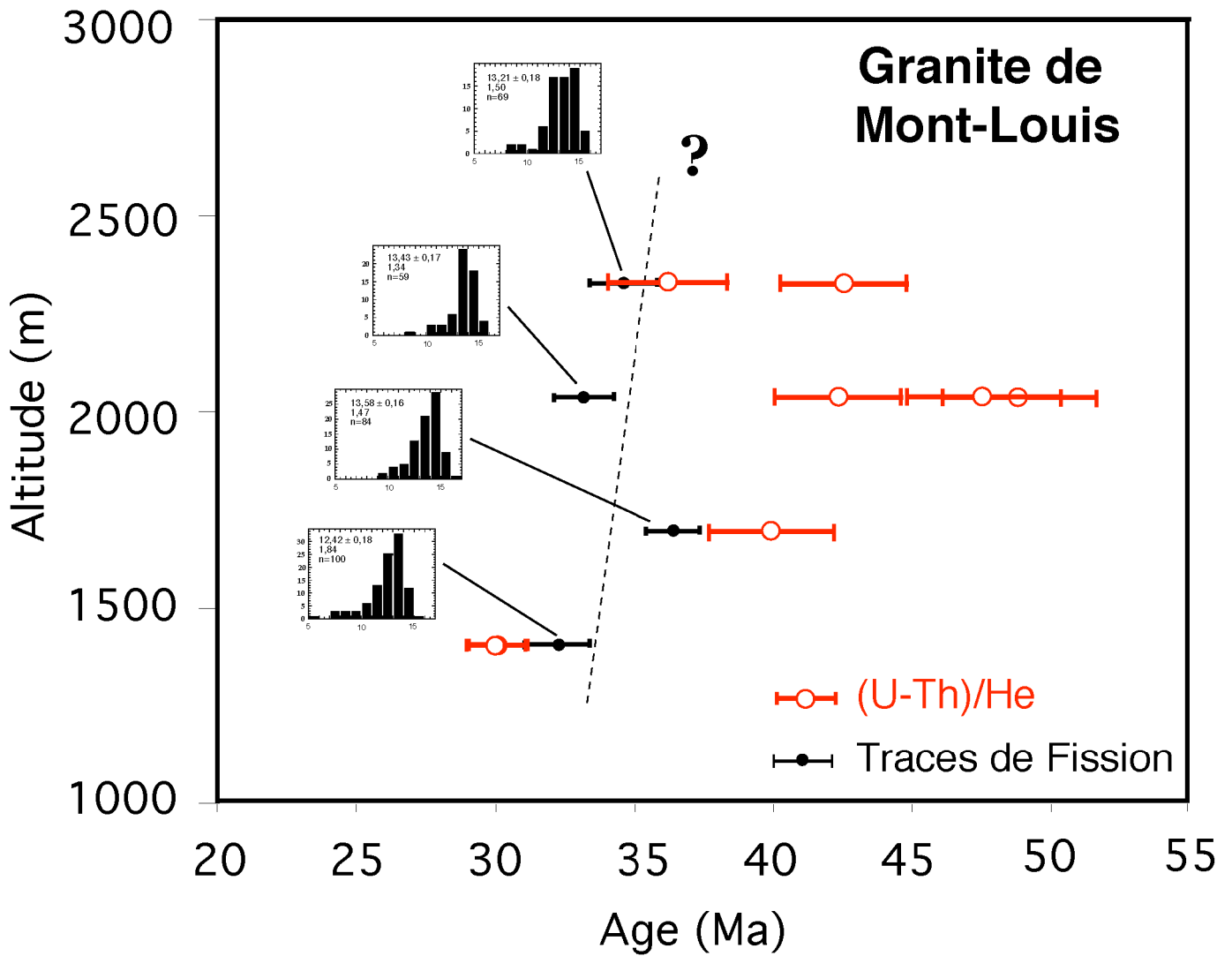


Figure III.17 : Ages centraux traces de fission et âges (U-Th)/He reportés en fonction de l'altitude des échantillons. Les histogrammes de distribution de longueur de traces confinées sont représentés. Le trait en pointillé représente une régression linéaire prenant en compte uniquement les quatre données traces de fission (voir discussion dans le texte pour la signification de cette régression).

d'autres échantillons du granite de Mont-Louis prélevés à des altitudes différentes permettant une description plus précise de l'histoire thermique (cf. chapitre II).

Suite à sa mise en place au Westphalo-Stéphanien à 305 ± 5 Ma (âge U-Pb sur zircon), le pluton subit un refroidissement rapide de l'ordre de 30° C/Ma jusqu'à $292,6 \pm 2,8$ Ma (âge ^{40}Ar - ^{39}Ar de la biotite) par perte de chaleur au contact d'un encaissant «froid» et également en relation avec l'exhumation due à l'érosion affectant les reliefs hercyniens des Pyrénées. On peut constater que l'histoire de «Haute température» du feldspath potassique ne s'accorde pas avec les données obtenues par les chronomètres se fermant à plus «Haute température». Cette discordance pourrait être due à la vitesse de refroidissement élevée mise en évidence par ces systèmes, qui tend à augmenter la température de fermeture des minéraux (cf. formule de T_c dans le chapitre II), notamment celle des sites (ou domaines) les plus rétentifs du feldspath potassique, augmentation qui n'est pas prise en compte dans la modélisation de l'histoire thermique de ces mêmes feldspaths.

Ensuite, le taux de refroidissement baisse considérablement jusqu'à une valeur d'environ $0,8^\circ \text{ C/Ma}$ correspondant à un taux d'exhumation très lent de $0,03 \text{ mm/an}$ si l'on prend un gradient géothermique égal à 25° C/km identique à l'actuel (Zeyen et Fernandez, 1994). Ce faible taux explique la fermeture progressive vis-à-vis de l' ^{40}Ar radiogénique des sites les moins rétentifs de la biotite ML2 (périphérie du grain). Ce taux semble perdurer jusqu'à environ 60 Ma, ce qui tend à prouver l'absence d'une activité tectonique notable au niveau du granite de Mont-Louis depuis la fin des événements hercyniens jusqu'aux premiers effets, durant le Paléocène, des chevauchements pyrénéens affectant la ZA. Il n'apparaît aucune trace, tout du moins dans la modélisation du refroidissement du feldspath potassique, d'un quelconque événement thermique au Crétacé moyen.

Le début de l'activité des chevauchements pyrénéens est donc daté à environ 60 Ma et s'accompagne d'une augmentation du taux de refroidissement jusqu'à des valeurs supérieures à 4° C/Ma correspondant à des taux d'exhumation d'au moins $0,16 \text{ mm/an}$ si on convient d'un gradient géothermique de 25° C/km . Cet âge s'accorde bien avec celui d'environ 58 Ma déterminé pour la mise en place de la nappe supérieure de Pedraforca (Puigdefàbregas et Souquet, 1986; Burbank et al., 1992), chevauchement précoce affectant le versant sud des Pyrénées, fossilisée par un conglomérat paléocène supérieur (Vergès et Martinez, 1988). Parallèlement sur une coupe N-S plus occidentale, Fitzgerald et al. (1999) proposent, sur la base de données traces de fission, un âge de 50 Ma mal contraint pour le début de cette activité dans les Pyrénées Centrales. Déségaulx et al. (1990) ont montré que les déformations compressives débutent au Crétacé supérieur dans la plaque Européenne amincie, par la réutilisation des structures extensives formées au Crétacé moyen (Beaumont et al., 2000), et se propagent dans la plaque ibérique par des chevauchements à vergence sud dont l'activité débute à la fin du Crétacé (Dérmond et al., 1993) pour finir à la fin de l'Oligocène inférieur (Vergès, 1993). L'activité de ces chevauchements (Vergès et Burbank, 1996) va engendrer la formation de reliefs dont l'amplitude reste discutée (Séranne et al., 1995; Vergès et al., 1995; Calvet, 1996). L'érosion de ces reliefs va alimenter les bassins d'avant-chaîne soumis à une subsidence importante à cette époque (Vergès et al., 1998). La brusque apparition de clastes

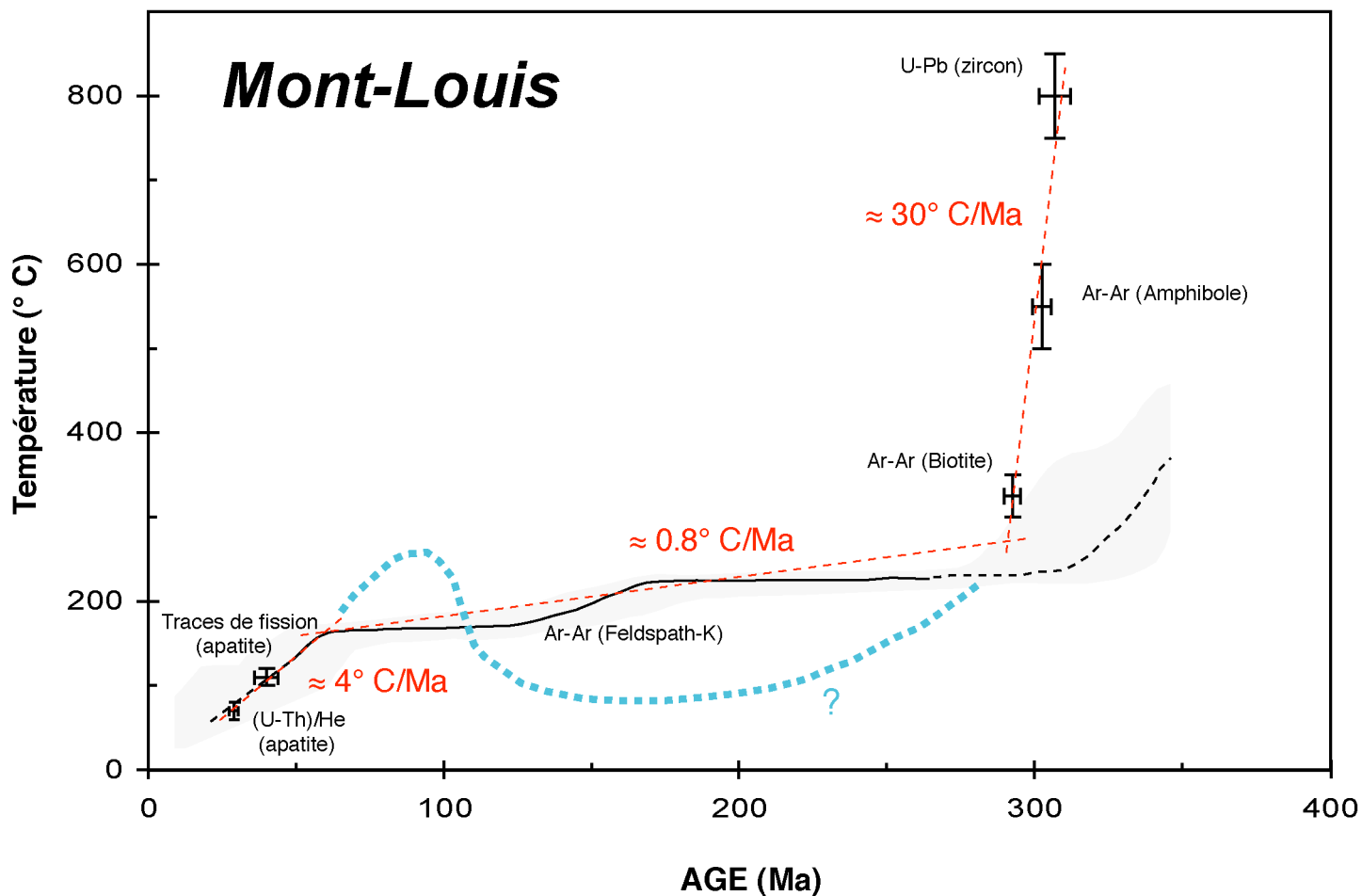


Figure III.18 : Histoire du refroidissement de l'échantillon ML1 déterminée à partir de la géochronologie multi-méthodes. Les droites en pointillés représentent les différentes périodes de refroidissement mises en évidence. Les taux de refroidissement correspondant à ces différentes périodes sont spécifiés. La courbe en pointillés gras représente un évolution thermique possible non mise en évidence par la modélisation thermique du spectres d'âges du feldspath potassique (voir discussion dans le texte).

d'origine granitique dans les formations du synclinal de Ripoll, bassin d'avant-chaîne d'âge Eocène, dans des niveaux attribués à la fin du Lutétien (Ramos et al., 2002) témoigne de la mise à l'affleurement à cette époque des roches granitiques du type Mont-Louis. Dans leur inventaire des clastes, Ramos et al. (2002) n'en répertorient aucun d'origine gneissique, ce qui suggère qu'au Lutétien ce type de roche et donc l'ensemble des massifs gneissiques (Canigou, Aston-Hospitalet) n'était pas encore présent à la surface.

Le taux minimum d'exhumation de 0,16 mm/an calculé entre ≈ 60 Ma et 29 Ma s'avère significativement supérieur à celui de 0,04 à 0,06 mm/an calculé pour une exhumation monotone depuis l'isotherme 110° C à 40 ± 4 Ma jusqu'à la surface à l'actuel avec une température moyenne d'environ 5° C (cf. Annexe I). Cette différence nous permet de conclure que le taux d'exhumation doit nécessairement diminuer après 29 Ma pour rendre compte des quantités totales d'exhumation. Ce ralentissement de l'exhumation doit correspondre à la fin de l'activité des chevauchements pyrénéens dans la ZA, datée de la fin de l'Oligocène inférieur (29-30 Ma) par des arguments stratigraphiques (Vergés, 1993) et à 30-32 Ma par une étude de traces de fission dans les Pyrénées Centrales (Fitzgerald et al., 1999). Il est matérialisé par la formation de surfaces d'aplanissement (S_0) comme celles du Madrès et de la Clavèra (Calvet, 1996) dont on suppose qu'elles peuvent être postérieurement basculées lors du fonctionnement soustractif de la faille de la Têt (cf. Annexe I). Ce basculement, vers le Sud-Est, pourrait également expliquer la différence d'altitude actuelle des échantillons du granite dont on a dit qu'ils constituaient à 40 ± 4 Ma, lors de leur traversée de l'isotherme 110° C, une iso-profondeur.

3. Le massif du Canigou s.l.

3.1 Introduction

Comme pour le granite de Mont-Louis, le massif hercynien du Canigou s.l. est largement décrit dans la Synthèse Pyrénées (Barnolas et Chiron, 1996), tant du point de la nature des terrains que de celui du métamorphisme et des déformations qui l'affectent. Donc seule une brève présentation de ce massif sera faite dans ce manuscrit.

Les divers résultats thermochronologiques seront ensuite présentés pour essayer de contraindre l'histoire thermique du massif au cours du temps, avant de conclure par une comparaison avec l'histoire thermique du granite de Mont-Louis, séparé du massif du Canigou par la faille de la Têt dont on cherchera à préciser la cinématique au cours du temps en relation avec l'histoire thermique des deux massifs.

3.2 Présentation du massif

a) Géologie

Le massif gneissique du Canigou-Carança est un dôme de foliation de 40 km de long et 20 km de large environ (fig. III.19). La foliation majeure des gneiss et micaschistes

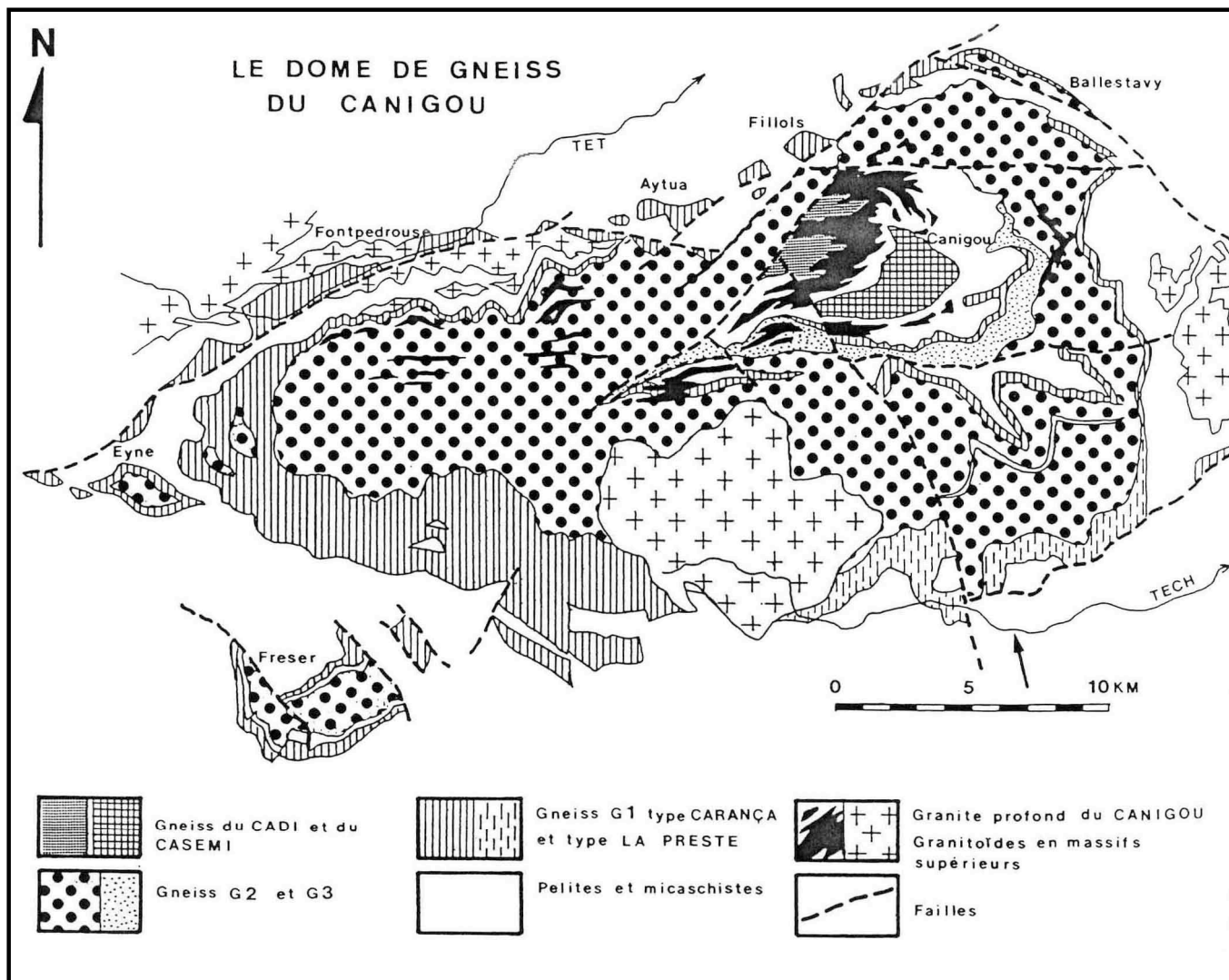


Figure III.19 : Carte géologique simplifiée du massif du Canigou s.l. (d'après Calvet, 1996).

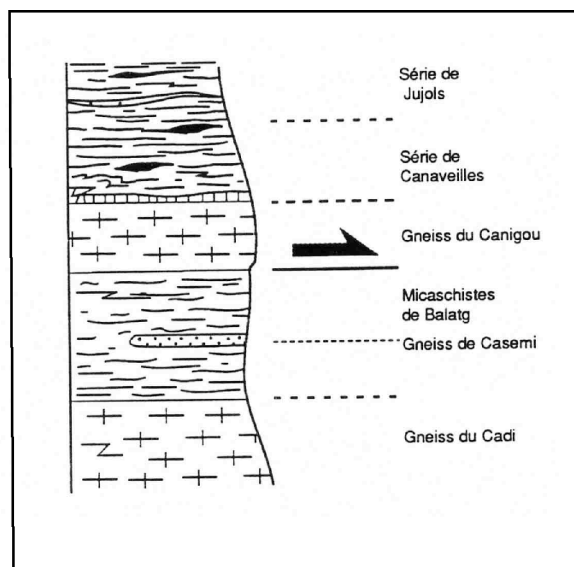


Figure III.20 : Séquence stratigraphique des unités du Canigou (Soliva, 1992).

paléozoïques qui composent ce massif résulte de la phase de déformation majeure synschisteuse hercynienne (D3 au sens de Laumonier (1997), D2 de Zwart (1979) et Gleizes et al. (1997)). Elle est par la suite replissée en antiforme d'axe E-W lors des phases tardives hercyniennes (D6 au sens de Laumonier (1997)).

Au nord, ce massif est limité par la faille de la Têt, qui le sépare du synclinal de nappes de Villefranche de Conflent et des bassins intra-montagneux cénozoïques de Cerdagne et du Conflent (appelé également bassin de Prades). Le massif des Aspres vient le chevaucher à l'est. Ce chevauchement, appelé chevauchement frontal du Canigou, est le résultat de la tectonique pyrénéenne car il recouvre également le Mésozoïque autochtone d'Amélie-les-Bains (Roméro, 1959). Au sud, le massif du Canigou s.l. vient chevaucher le synclinal du Vallespir, constitué de matériel Paléozoïque inférieur, par l'intermédiaire de la faille du Tech. Le massif est divisé en deux par la faille normale Néogène de Py-Mantet. Celle-ci réhausse la partie est (massif du Canigou s.s.) par rapport à la partie ouest (massif de la Carança) au Néogène (Guitard et al., 1998). Elle permet de mettre à jour la structure profonde du massif. La présence d'une fenêtre à matériel paléozoïque inférieur constituant le synclinal couché de Balagt implique une structuration particulière encore aujourd'hui très discutée. Elle a longtemps été expliquée comme le flanc inverse d'un pli pennique (Guitard, 1970), ou comme une grande nappe avec un cisaillement mylonitique à la base (Soliva et al., 1989 □ Soliva, 1992) (fig. III.20). Récemment, de nouvelles données structurales (Barbey et al., 2001) et géochronologiques (Deloule et al., 2002) proposent que les gneiss correspondaient avant les déformations hercyniennes à un laccolithe de granite composite de type rapakivi intrusif à la base de la série sédimentaire paléozoïque à 475 ± 10 Ma. Cette nouvelle hypothèse change radicalement l'interprétation qui consistait à admettre l'hypothèse d'un redoublement de la série paléozoïque.

b) Données géochronologiques existantes □

Parmi les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K-Ar disponibles dans la littérature sur les massifs gneissiques de la ZA du Canigou (Albarède et al., 1978) et de l'Aston (McCaig et Miller, 1986 □ Majoor, 1988 □ chapitre V de ce travail) mais également dans les gneiss des Massifs Nord-Pyrénéens (Costa et Maluski, 1988), peu d'âges hercyniens paraissent préservés. Selon Albarède et al. (1978), les pertes d'argon à l'origine du rajeunissement de ces âges seraient à attribuer à l'influence de l'orogénèse alpine s.l. et plus exactement à l'événement thermique responsable du métamorphisme HT-BP dans les bassins Nord-Pyrénéens (Golberg, 1987) au Crétacé moyen (Albarède et Michard-Vitrac, 1978 □ Montigny et al., 1986 □ Golberg et al., 1986 □ Golberg et Maluski, 1988). Plusieurs échantillons ont été analysés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour essayer d'accéder dans le détail à l'histoire thermique polyphasée du massif du Canigou. Le dénivelé important (≈ 2000 mètres) et la nature cristalline des roches (présence d'apatite), permettent un échantillonnage sur une coupe verticale exceptionnelle. Ceci permettra l'utilisation du concept des ZCP et ZRP des méthodes traces de fission et (U-Th)/He (cf. chapitre II) pour le calcul des taux d'exhumation. L'histoire thermique de basse température en relation avec les mouvements récents à l'origine du relief actuel sera ainsi reconstituée.

c) Echantillonnage

Au total, huit échantillons ont été analysés dans le massif du Canigou. Sept l'ont été sur un profil vertical du Canigou s.s. depuis les unités gneissiques les plus basses (CAN12 à 970 mètres) jusqu'au sommet (CAN4 à 2784 mètres). Les gneiss ocellés type G2 (Guitard, 1970) à phénocristaux centimétriques de feldspath potassique associé à de la biotite, du quartz, du plagioclase (oligoclase) et des minéraux accessoires constituent les échantillons de la partie basse du profil, à savoir CAN2 (Escala de l'Ours), CAN8 (Ras dels Cortels), CAN9 (Clos d'Estabell) et CAN12 (un kilomètre à l'Ouest du Roc de Jocavell). Deux échantillons provenant du faciès leucocrate à muscovite et sans biotite du granite profond du Canigou (Debon et al., 1996) intrusif dans les micaschistes de Balatg et les gneiss de Casémi, CAN5 (juste sous le sommet du Canigou) et CAN7 (Pic Joffre), ainsi qu'un échantillon de gneiss à grain fin de Casémi (CAN4) constituent la partie supérieure du profil. De plus, un échantillon (ESC1) prélevé sous la forme d'un galet de gneiss G2 a été échantillonné dans le bassin Néogène de Prades et plus précisément dans la formation d'Escaro (100 mètres à l'ouest du hameau d'Aytua) pour mieux appréhender les relations temporelles entre l'exhumation du massif et la formation du bassin. L'âge de dépôt de cette formation d'Escaro reste cependant controversé. Il serait Miocène inférieur lié au remplissage global du bassin du Conflent pour Calvet (1996) et Guitard et al. (1998) ou Pliocène inférieur en relation avec l'existence d'une possible discordance messinienne pour Clauzon (2002).

3.3 Présentation des résultats thermochronologiques

a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: (tableaux en Annexe IIIB)

i) Muscovites du granite profond du Canigou

Deux monograins de muscovite de l'échantillon CAN5 ont fait l'objet d'un dégazage progressif de l'argon (fig. III.21). Ils donnent des résultats très contrastés en termes d'âge moyen ($201,8 \pm 2,2$ Ma et $266,3 \pm 2,5$ Ma) et de typologie du spectre d'âge. Le premier fournit un spectre discordant montrant une croissance régulière des âges depuis $88,3 \pm 16,8$ Ma (palier à forts rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) jusqu'à $242,6 \pm 1,8$ Ma. Tandis que pour le second, après une série d'âges jeunes (< 200 Ma) fortement discordants et représentant moins de 4% de l' ^{39}Ar total, s'individualise un plateau à $270,7 \pm 2,5$ Ma pour près de 95% de l'argon libéré. Dans les deux spectres présentés ci-dessus, les âges relativement jeunes fournis par les premiers paliers de dégazage sont liés à des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevés. À ce stade, on peut constater le comportement très différent vis-à-vis du chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des deux grains de muscovite de l'échantillon CAN5 analysé au cours de ce travail ainsi que l'absence totale d'âge hercynien s.s..

Deux grains de muscovite d'un autre échantillon (CAN7) du granite profond ont été analysés. Le dégazage du premier n'a pu être suffisamment fractionné donc seul un âge par fusion totale est disponible celui-ci est de $246,2 \pm 2,4$ Ma, c'est à dire intermédiaire entre hercynien et alpin comme les deux muscovites de l'échantillon CAN5. Le deuxième grain

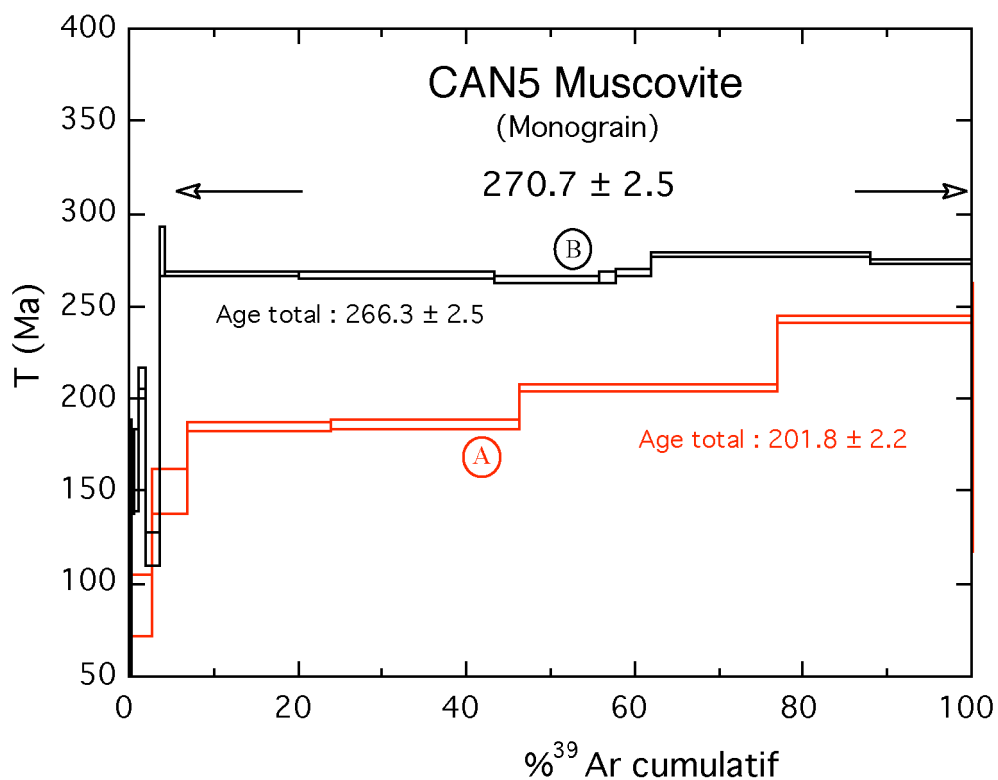


Figure III.21 : Spectres d'âges de deux monograins de muscovite de l'échantillon CAN5 (granite profond du Canigou). Le premier (A) fournit un spectre régulièrement croissant depuis $88,3 \pm 16,8$ Ma jusqu'à $242,6 \pm 1,8$ Ma tandis que le second (B) donne un âge plateau de $270,7 \pm 2,5$ Ma pour près de 95% de l'³⁹Ar total.

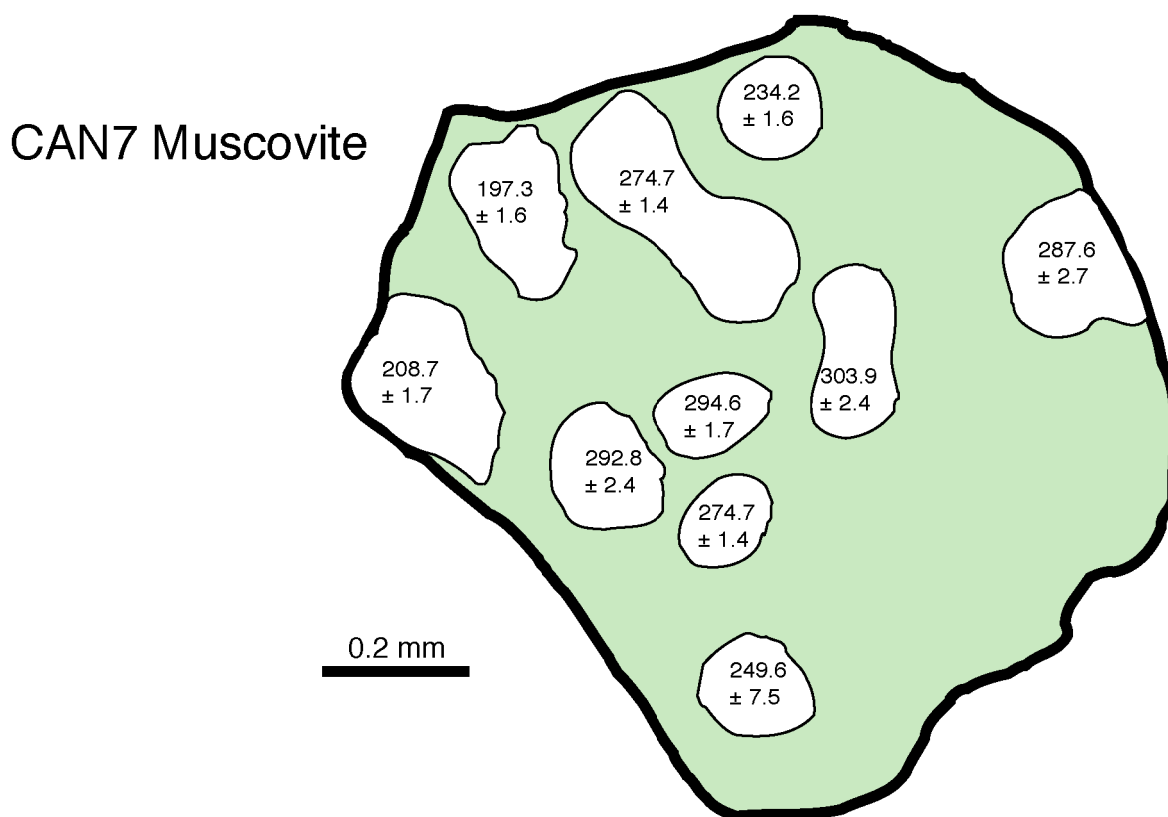


Figure III.22 : Carte d'âges apparents sur un monograin de muscovite de l'échantillon CAN7 (granite profond du Canigou) montrant de nettes variations entre le coeur (> 290 Ma) et la périphérie (≈ 200 Ma). La zonation des âges apparaît toutefois fortement asymétrique.

était de taille suffisante ($> 1 \text{ mm} \times 1 \text{ mm}$) pour pouvoir effectuer dix fusions ponctuelles (fig. III.22). Les âges se répartissent entre $197,3 \pm 1,6 \text{ Ma}$ et $303,9 \pm 2,4 \text{ Ma}$ sans qu'aucune corrélation avec l'évolution des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ne puisse être faite. La carte d'âges montre une répartition asymétrique des âges apparents avec les âges les plus jeunes présents sur une partie de la bordure du grain. Le centre du grain fournit des âges supérieurs à 285 Ma qui sont les seuls âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hercyniens obtenus sur les micas des gneiss du massif du Canigou.

ii) Biotites des gneiss du Canigou

Trois échantillons de gneiss du Canigou ont été choisis pour analyser les biotites par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Le premier est un échantillon de gneiss de type G2 (Guitard, 1970) prélevé à 1450 mètres d'altitude (CAN2). Le dégazage progressif d'un monograin de biotite donne un spectre (fig. III.23) assez discordant où les premiers paliers (20% de ^{39}Ar total) vraisemblablement affectés par une composante d'argon en excès montrent une diminution notable des âges jusqu'à $114,7 \pm 1,7 \text{ Ma}$. Le reste du spectre fournit un pseudo-plateau à $87,9 \pm 2,5 \text{ Ma}$ où les âges évoluent de façon assez irrégulière entre $75,2 \pm 1,4 \text{ Ma}$ et $93,9 \pm 1,8 \text{ Ma}$. Aucune corrélation ne peut être faite entre ces âges et les concentrations en Cl et Ca rapportées au potassium car les rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ restent constants tout au long du dégazage et les faibles valeurs des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ rendent leurs variations peu significatives. L'âge total de ce monograin de biotite est $109,3 \pm 3,1 \text{ Ma}$.

Le second est un autre gneiss type G2 prélevé à 1850 mètres (CAN9). Deux biotites ont pu être analysées. Le dégazage progressif de la première donne un spectre marqué par une série de creux et bosses (fig. III.24a). Les premiers paliers semblent, comme pour la biotite de l'échantillon CAN2, affectés par une composante d'argon en excès. Les âges diminuent depuis $290,8 \pm 14 \text{ Ma}$ jusqu'à $175 \pm 1,1 \text{ Ma}$ ensuite ils remontent pour former un plateau à $185,3 \pm 1,7 \text{ Ma}$ pour 42,7% d' ^{39}Ar total avant de diminuer de nouveau jusqu'à $147,4 \pm 2,2 \text{ Ma}$. Cette dernière diminution est liée à une forte augmentation du rapport Ca/K mais n'est pas corrélable avec l'évolution du rapport Cl/K. L'âge total de cet échantillon est de $178,6 \pm 1,6 \text{ Ma}$. La deuxième biotite était de taille suffisante pour pouvoir être analysée par fusions ponctuelles (fig. III.24b). Dix neuf analyses ont été réalisées. Elles donnent des âges compris entre $251,8 \pm 3,3 \text{ Ma}$ et $132,8 \pm 2,5 \text{ Ma}$ montrant une belle zonation, qui toutefois n'apparaît pas strictement symétrique, avec les âges les plus vieux globalement au centre du cristal. Aucune corrélation entre l'évolution des âges et les rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ n'a pu être décelée.

Le troisième est un échantillon de gneiss type Casémi prélevé à 2784 mètres au pic du Canigou (CAN4). Deux monograins de biotite ont été analysés par la technique du dégazage progressif (fig. III.25). Le premier donne un spectre où les âges décroissent très rapidement depuis des valeurs de $2138,5 \pm 18,2 \text{ Ma}$ jusqu'à un plateau de quatre paliers représentant 42% de l' ^{39}Ar total et donnant un âge de $92,8 \pm 1,3 \text{ Ma}$. La diminution rapide des âges s'accompagne d'une diminution rapide du rapport $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La composante d'argon en excès à l'origine des âges anormalement vieux, qui conduit à un âge total sans signification de $192,9$

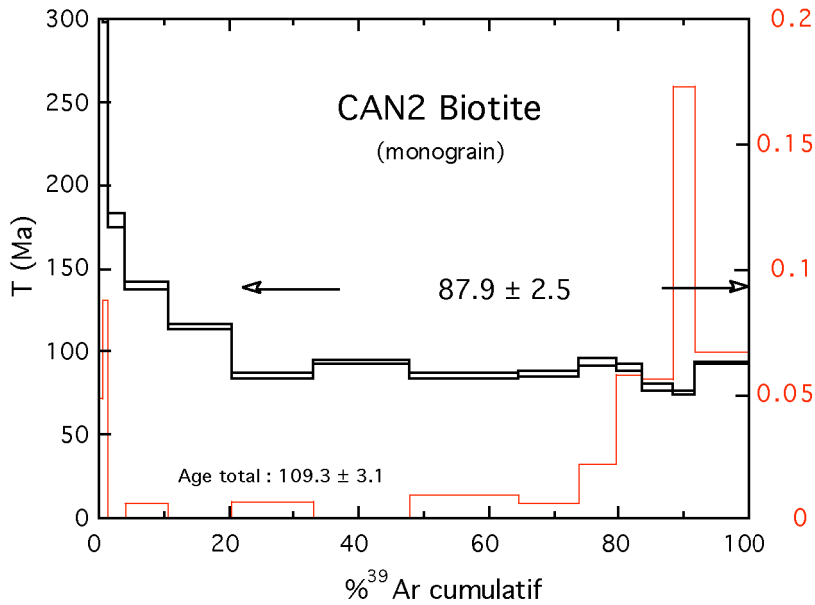


Figure III.23 : Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon CAN2 (gneiss G2 du Canigou) donnant un âge intégré de $87,9 \pm 2,5$ Ma pour près de 80% de l' ^{39}Ar total. Les rapports Ca/K sont donnés en traits fins.

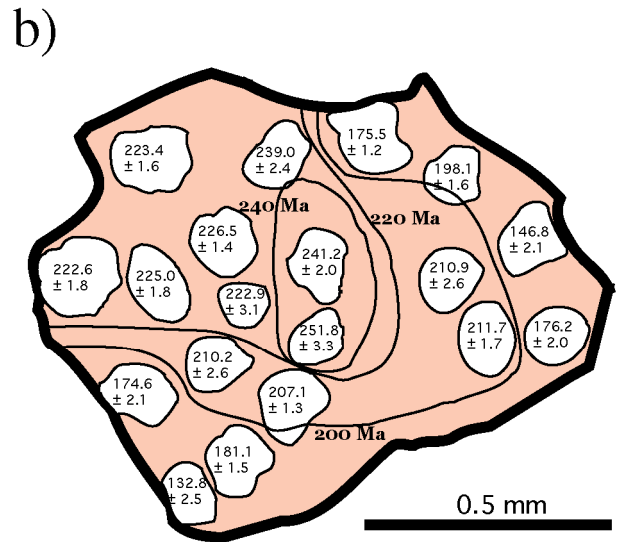
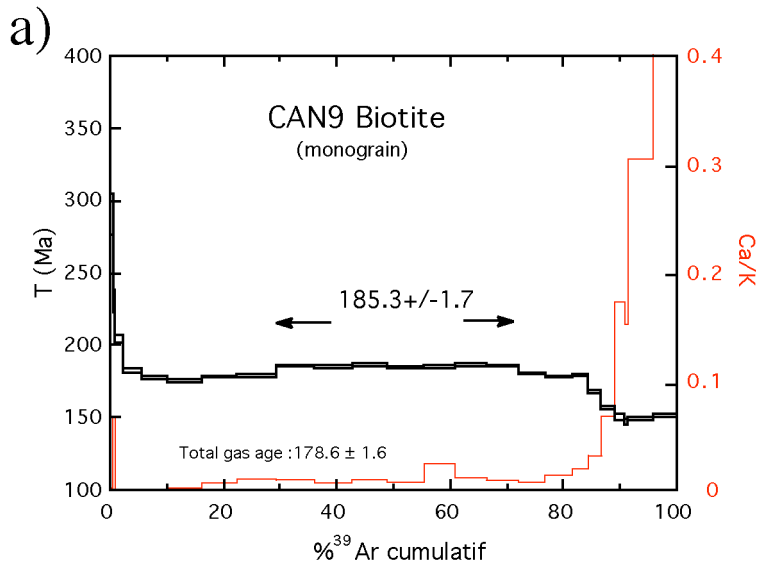
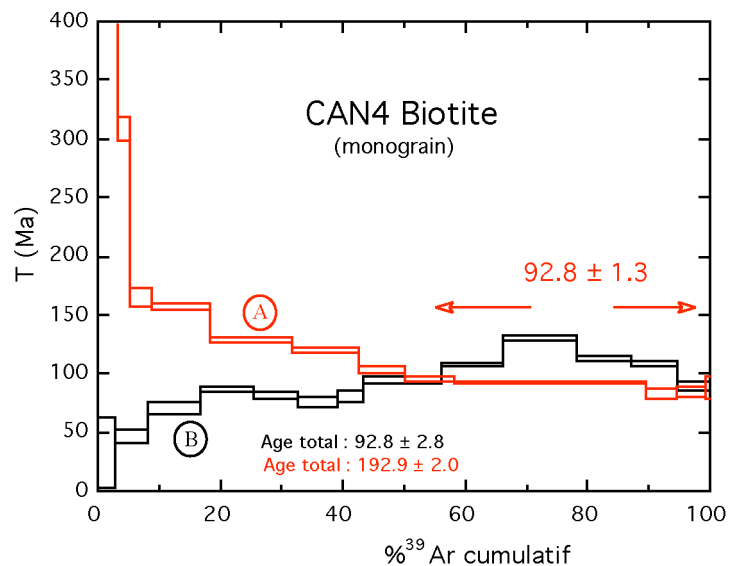


Figure III.24 : a) Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon CAN9 (gneiss G2 du Canigou) montrant un âge plateau, de $185,3 \pm 1,7$ Ma pour environ 43% de l' ^{39}Ar total, pour une portion intermédiaire du dégazage ; b) Carte d'âges sur un monograin de biotite de l'échantillon CAN9 témoignant d'une forte variation, asymétrique, entre le coeur du cristal (> 240 Ma) et sa périphérie (130-140 Ma).

Figure III.25 : Spectre d'âges de deux monograins de biotite de l'échantillon CAN4 (gneiss de Casémi) montrant deux évolutions très différentes. Le premier (A) donne un pseudo-plateau à $92,8 \pm 1,3$ Ma en fin de dégazage après une diminution régulière des âges en excès. Le second (B) donne un spectre très irrégulier, difficilement interprétable d'où nous avons choisi de n'utiliser que l'âge total de $92,8 \pm 2,8$ Ma.



± 2 Ma, apparaît ici liée au dégazage de fluides riches en chlore piégés tardivement par le minéral. Le deuxième monograin de biotite donne un spectre totalement différent du premier, marqué par une série de creux et de bosses. Les âges commencent par augmenter depuis $32,7 \pm 30,1$ Ma jusqu'à $86,6 \pm 2,4$ Ma avant de redescendre à $75,4 \pm 4,2$ Ma. Ils remontent de nouveau pour atteindre leur valeur maximale à $130 \pm 1,8$ Ma avant de redescendre jusqu'à $90,1 \pm 3,5$ Ma. Les âges jeunes obtenus en début de dégazage semblent se corrélérer avec des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plus élevés que pour le reste du spectre. La faible valeur des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fait que leur variation est peu significative. L'âge total de $92,8 \pm 2,8$ Ma fournit par ce monograin de biotite est parfaitement cohérent avec le plateau déterminé sur la première biotite de l'échantillon CAN4 mais traduit apparemment une distribution très hétérogène de l'argon dans le réseau de ce cristal.

iii) Feldspath potassique

Un monograin de feldspath potassique (microcline) de l'échantillon CAN2 a été analysé à l'aide d'une sonde laser. Le spectre d'âges obtenu (fig. III.26) présente une allure concave caractéristique de ce type de minéral (Mc Dougall et Harrison, 1999). Les deux premiers paliers sont fortement contaminés par une composante d'argon en excès certainement liée au dégazage d'inclusions riches en chlore, au vu des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevés. Les âges diminuent rapidement pour atteindre un minimum à $27,9 \pm 0,5$ Ma avant de remonter assez régulièrement jusqu'à ≈ 85 Ma en fin de dégazage. On peut noter que cet âge d'environ 85 Ma est similaire à l'âge intégré de $87,9 \pm 2,5$ Ma obtenu sur la biotite du même échantillon. Une zone relativement plate en début de dégazage donne un âge intégré de $32,5 \pm 0,9$ Ma pour près de 30% de l'argon total libéré. Cette partie du spectre est liée à des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ faibles qui vont augmenter avec la croissance des âges. Les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont trop faibles pour que leur variation soit significative.

Une population de feldspaths potassiques de l'échantillon CAN12 a subi un dégazage progressif en four. Le spectre d'âges obtenu montre, comme pour le monograin de l'échantillon CAN2, un spectre en selle (fig. III.27). Les paliers correspondant aux six premiers pour cent de ^{39}Ar dégazé montrent des âges en excès liés à des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevés. Ensuite les âges diminuent pour atteindre un minimum à $27,5 \pm 0,2$ Ma avant de remonter régulièrement jusqu'à $50,7 \pm 0,3$ Ma. La fin du dégazage (trois paliers à 1400°C qui représente tout de même près de 50% de l'argon libéré) montre une rapide augmentation des âges qui pourrait résulter d'un problème analytique et donc être sans signification thermochronologique. Une sous-évaluation des blancs correspondant aux températures très élevées de ces paliers peut être évoquée. Etant donné le caractère ambigu de la seconde partie du spectre, dont les âges $>$ à 150 Ma ne se retrouvent pas sur les feldspaths potassiques du même massif, il n'a pas été effectué de modélisation thermique à partir de cet échantillon. Seuls les âges correspondant à la première partie du spectre (notamment l'âge minimum à $27,5 \pm 0,2$ Ma) soit environ 42% de l'argon total libéré, seront utilisés pour l'interprétation thermochronologique et la discussion de l'histoire thermique subie par le massif du Canigou.

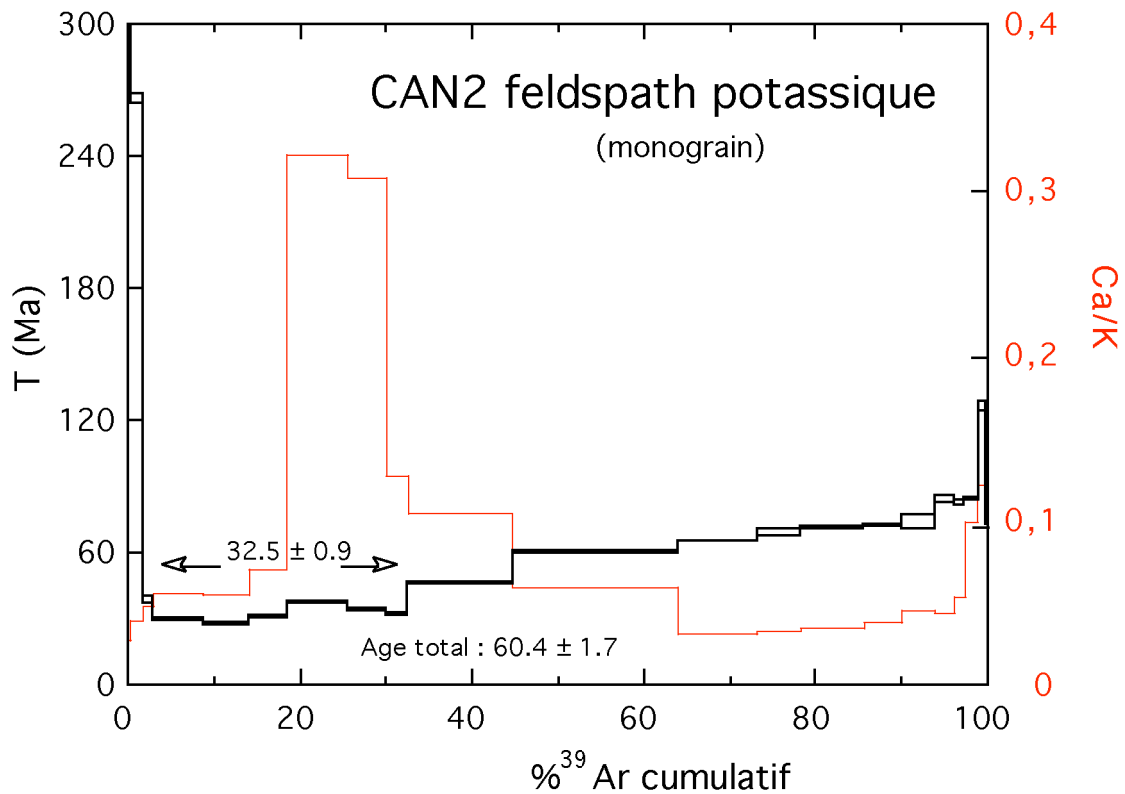


Figure III.26 : Spectre d'âges d'un monograin de feldspath potassique de l'échantillon CAN2 dégazé à l'aide de la sonde laser du laboratoire de Montpellier. Il montre une forme légèrement convexe où après un pseudo-plateau à $32,5 \pm 0,9$ Ma pour près de 30% de l'³⁹Ar total, les âges augmentent régulièrement jusqu'à environ 85 Ma.

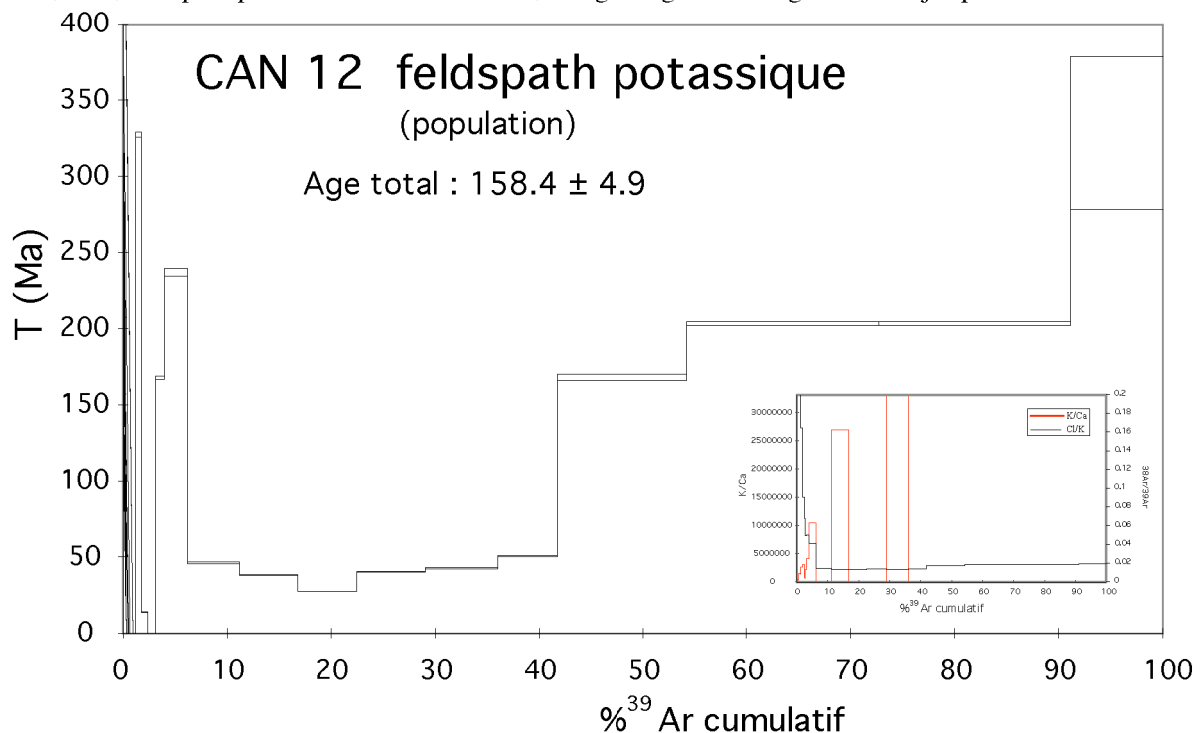


Figure III.27 : Spectre d'âges d'une population de feldspath potassique de l'échantillon CAN12. L'évolution des rapports K/Ca et Cl/K est donnée en encart. La première partie du spectre (cinq premiers pour cent de l'³⁹Ar total) est affectée par de l'excès d'argon alors que la fin du dégazage ($\pm 55\%$) correspondant à trois paliers effectués à 1400°C est certainement sous corrigée des blancs analytiques, ce qui vieillit anormalement les âges. Nous ne retiendrons donc, pour l'interprétation thermochronologique, que la partie intermédiaire du spectre et notamment l'âge minimum à $27,5 \pm 0,2$ Ma.

b) Traces de fission sur apatite

Les résultats traces de fission sur apatites, obtenus sur un profil vertical du bloc Canigou s.s. font l'objet d'une publication (cf. Annexe I) où ils sont comparés aux résultats obtenus par la même technique sur le granite de Mont-Louis situé au toit de la faille de la Têt. L'analyse comparative des deux massifs permettra de contraindre la cinématique de la faille.

Six échantillons ont été analysés sur une coupe verticale (fig. III.3) depuis le sommet du massif dans la formation des gneiss de Casémi (CAN4 à 2784 mètres) jusqu'aux unités gneissiques les plus basses (CAN12 à 970 mètres), constituées par de gneiss type G2 (Guitard, 1970)). CAN2 (1450 mètres) et CAN8 (2050 mètres) sont également des gneiss ocellé type G2 tandis que CAN7 (2350 mètres) et CAN5 (2750 mètres) constituent des filons de granite profond du Canigou intrusif dans les métasédiments de la fenêtre de Balatg. Les âges centraux traces de fission (tableau en Annexe IIIC et fig. III.28) se répartissent entre $27,3 \pm 3,5$ Ma (CAN5) et $21,6 \pm 2$ Ma (CAN12) et montrent globalement une bonne corrélation positive avec l'altitude des échantillons (fig. III.29). Ils sont en parfait accord avec les âges déterminés précédemment par Sère (1993) et Morris et al. (1998). Tous les âges centraux déterminés lors de ce travail sont associés à des $\chi^2 > 5\%$ traduisant la présence d'une seule population d'âge (Galbraith, 1981). Il faut noter que pour les échantillons CAN5 et 7, seulement 10 et 11 grains ont pu être comptés alors que pour les autres au moins dix-sept grains ont été utilisés. La faible taille des apatites de ces échantillons ainsi que le caractère fortement « corrodés » rend la sélection de bonnes surfaces mesurables difficile. Pour les mêmes raisons, ces échantillons n'ont pas été choisis pour l'application de la méthode (U-Th)/He.

Pour compléter cette étude traces de fission, des mesures de longueurs de traces confinées ont été effectuées sur cinq de ces six échantillons (fig. III.28). Les longueurs moyennes se répartissent entre $12,38 \pm 0,35 \mu\text{m}$ pour trente mesures dans l'échantillon CAN5 et $13,63 \pm 0,22 \mu\text{m}$ pour soixante mesures dans CAN7. Sur la base de ces longueurs moyennes de traces confinées et de leurs distributions, deux groupes peuvent être distingués. Le premier correspond aux deux échantillons du sommet (CAN4 et 5) où la longueur moyenne est inférieure à $13 \mu\text{m}$ associée à des déviations standards $> 1,8$ traduisant une forte dispersion des longueurs matérialisée par la distribution bimodale observée pour l'échantillon CAN4. Le second groupe correspond au reste du profil vertical et est caractérisé par des longueurs moyennes supérieures à $13 \mu\text{m}$ et des déviations standards $< 1,8$.

Pour terminer, un échantillon d'un bloc de gneiss (type G2), de taille métrique, déposé dans la formation conglomératique d'Escaro a été analysé. Il fournit un âge central de $17,7 \pm 1,2$ Ma pour 24 grains comptés, associé à un χ^2 de 69%. La longueur moyenne des traces confinées de cet échantillon (soixante-huit mesures) est $12,57 \pm 0,22 \mu\text{m}$, associée à une déviation standard de 1,88.

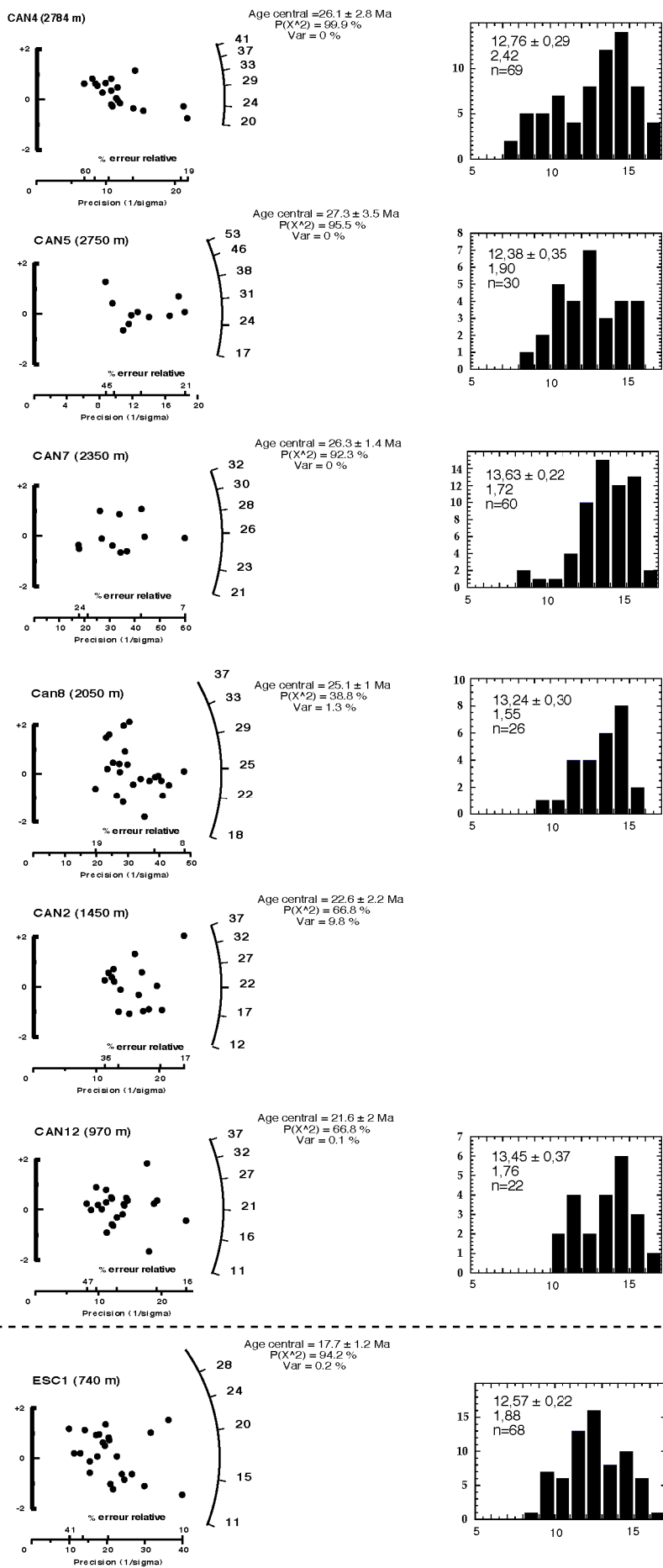


Figure III.28 : Diagramme Radial Plot (Galbraith, 1990) des sept échantillons du massif du Canigou analysés par la méthode des traces de fission. Pour chaque échantillon sont également donnés l'histogramme de distribution de longueurs de traces confinées, la longueur moyenne de ces traces, la déviation standard associée et le nombre de traces mesurées.

c) (U-Th)/He sur apatite

Cinq échantillons du profil vertical du massif du Canigou ont été choisis pour mener une étude (U-Th)/He sur apatite (tableau en Annexe IIID). Aux échantillons CAN4, 8, 2 et 12, déjà utilisés pour l'application des traces de fission, l'échantillon CAN9 (gneiss type G2) prélevé à 1850 mètres (intermédiaire entre CAN8 et CAN2) a été ajouté. Comme cela a déjà été souligné, la faible taille et le caractère fortement «corrodé» des apatites des échantillons CAN5 et 7 (granite profond du Canigou) ont empêché leur utilisation. Entre une (CAN2 et 9) et trois aliquotes (CAN4) ont été réalisées pour chaque échantillon. Leur poids oscille entre 0,25 et 0,94 mg. Pour CAN2, 8, 9 et 12, entre une quinzaine et une trentaine de grains a été utilisée par aliquote tandis que pour CAN4, au vu de la faible granulométrie de l'échantillon et également des faibles concentrations en uranium de ses apatites, c'est plutôt 80 à 100 grains qui ont été utilisés. Les facteurs de correction d'émission alpha moyen (F_t) oscillent entre 0,61 (CAN4 avec des apatites de longueur moyenne 100 μm et de largeur moyenne 70 μm) et 0,84 (CAN8 avec des apatites de longueur moyenne 290 μm et de largeur moyenne 190 μm). On peut constater pour les trois échantillons où au moins deux aliquotes ont été réalisées (CAN4, 8 et 12) que les âges sur ces différents lots sont parfaitement reproductibles.

Les âges (U-Th)/He de ces apatites du profil vertical du massif du Canigou sont reportés sur la figure III.29 en fonction de l'altitude des échantillons. L'évolution des âges montre une corrélation positive avec l'altitude des échantillons depuis 18-20 Ma à la base du massif (échantillon CAN12) jusqu'à 34-35 Ma au sommet (échantillon CAN4). La comparaison entre les âges (U-Th)/He et traces de fission est cohérente avec les températures de fermeture respectives des deux systèmes (cf. chapitre II), sauf pour l'échantillon CAN4 où les âges (U-Th)/He d'environ 34-35 Ma sont vraisemblablement trop vieux comparés à l'âge moyen trace de fission de $26,1 \pm 2,8$ Ma. De ce fait et au vu de la très faible taille des apatites matérialisée par des F_t très faibles (deux aliquotes à 0,61 et une à 0,71) qui impliquent une correction d'émission-alpha très précise que nous ne sommes pas en mesure de certifier (l'homogénéité de la répartition de l'uranium et du thorium devenant un paramètre critique), nous ne tiendrons pas compte de cet échantillon par la suite.

En plus des échantillons du profil vertical, trois aliquotes ont été réalisées sur les apatites de l'échantillon ESC1 de la formation d'Escaro dans le bassin du Conflent déjà analysé par la méthode des traces de fission ($17,7 \pm 1,2$ Ma). La largeur moyenne des grains, qui oscille entre 280 μm et 200 μm , nécessite des facteurs de corrections $F_t \geq 0,8$ (une aliquote avec un F_t à 0,8 et deux avec un F_t 0,85). Les trois analyses donnent un résultat parfaitement reproductible qui permet de calculer un âge moyen (U-Th)/He pour les apatites de l'échantillon ESC1 de 24 Ma. Comme pour l'échantillon CAN4 présenté plus haut, mais également comme les échantillons ML2, 3 et 6 présentés dans le chapitre précédent, l'âge (U-Th)/He est significativement plus vieux que son âge traces de fission.

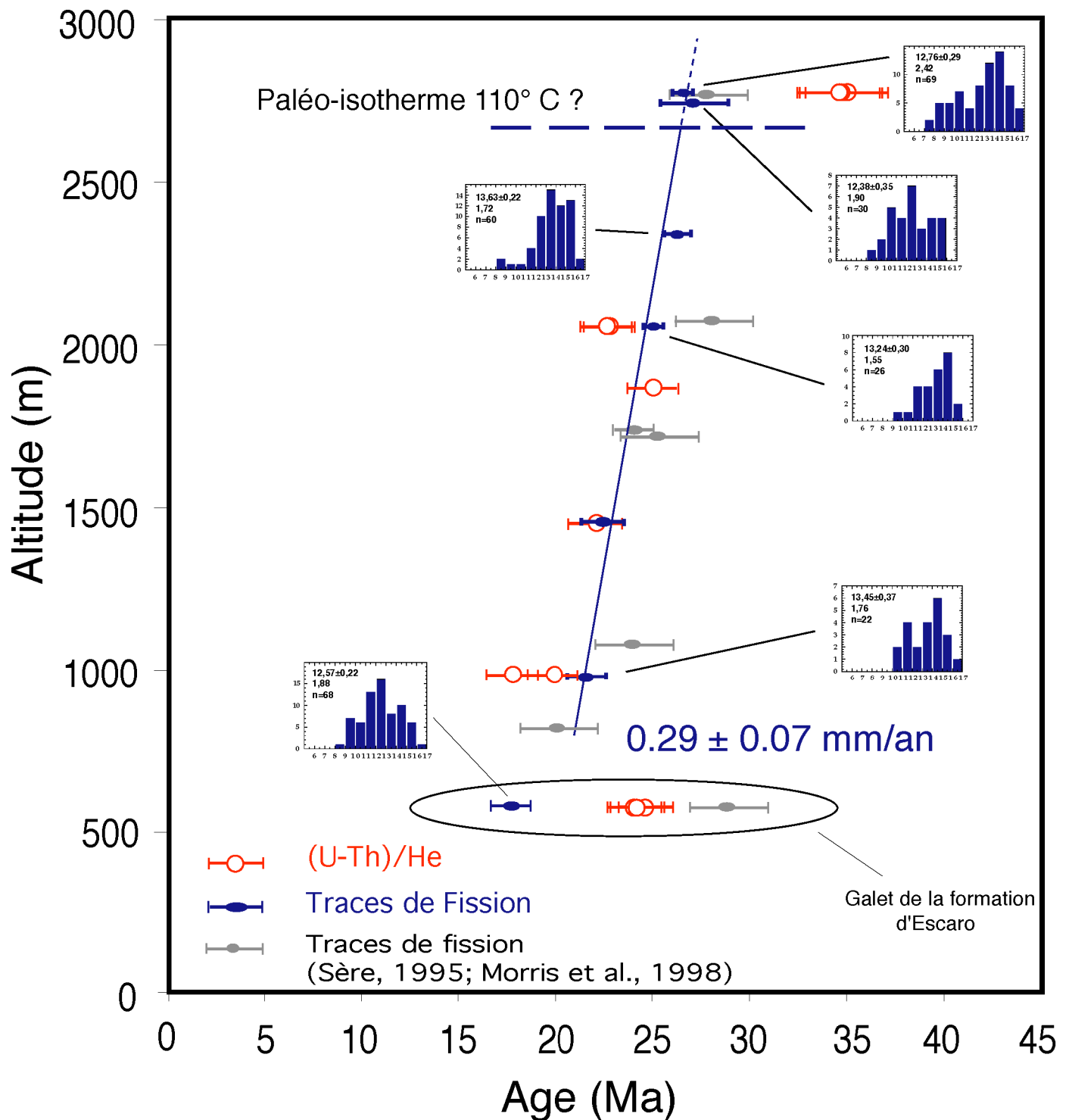


Figure III.29 : Ages centraux traces de fission sur apatite et âges (U-Th)/He sur apatite reportés en fonction de l'altitude de l'échantillon. Les données traces de fission obtenues par Sère (1993) et Morris et al. (1998) sont reportées ainsi que les paramètres de longueur de traces (longueur moyenne, standard déviation, nombre de traces mesurées (n) et histogramme de distribution de ces longueurs). Le trait gras discontinu indique la probable position du paléo-isotherme 110° C à 26-27 Ma (voir explication dans texte).

3.4 Interprétation

a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

i) Muscovite

La mise en place du granite profond du Canigou, que l'on peut qualifier de massif «intermédiaire» (Autran et al., 1970), est lié au magmatisme hercynien affectant la chaîne des Pyrénées. Elle est datée à 295 ± 12 Ma par Rb-Sr sur roche totale (Gibson, 1989), 298 et 305 Ma par U-Pb sur monazite (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a) et 305 ± 5 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des muscovites de pegmatites associées (Cheilletz, 1995, inédit dans Guitard et al., 1998). Aucun des spectres d'âges réalisés lors de cette étude ne permet d'obtenir un âge hercynien, tout comme celui réalisé par Albarède et al. (1978). Tous les grains analysés à l'aide de cette technique semblent donc affectés par des pertes d'argon radiogénique. Seuls les âges obtenus par fusions ponctuelles au coeur de la muscovite CAN7 (> à 285 Ma avec un maximum à $303,9 \pm 2,4$ Ma) sont cohérents avec les résultats donnés par les différentes études citées ci-dessus. Les bordures de ces micas fournissent des âges atteignant des valeurs minimales de $197,3 \pm 1,6$ qui témoignent d'une réouverture partielle des muscovites au cours des événements alpins s.l., responsables aussi des pertes d'argon observées sur les spectres d'âges. Ces âges minimums ne peuvent toutefois être corrélés avec un événement alpin particulier en raison du caractère partiel de la réouverture du système, même sur les bordures des micas. Ceci peut s'expliquer par la «faible» intensité de ces épisodes thermiques alpins par rapport à la rétentivité des muscovites vis-à-vis de l'argon. L'âge de $303,9 \pm 2,4$ Ma préservé au coeur des muscovites, en accord avec les données d'autres auteurs, est interprété comme un âge de refroidissement post-datant de peu la mise en place de ce corps granitique.

ii) Biotite

La première observation qui se dégage des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les biotites de différents gneiss du Canigou s.s. est l'absence systématique d'âge hercynien ainsi que la forte différence qui existe entre les résultats obtenus sur les différents échantillons et entre les micas d'un même échantillon. Les biotites des échantillons CAN2 et 4 (cf. analyses chimiques en Annexe III E) fournissent des âges qui globalement convergent vers 85-95 Ma mais avec des spectres montrant une forme très différente. Cette tendance est encore plus nette pour l'échantillon CAN4 le premier grain de biotite montre un plateau à $92,8 \pm 1,3$ Ma même s'il est contaminé par de l'excès d'argon, vraisemblablement lié au dégazage d'inclusions riches en chlore comme l'indique les rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevés de ces paliers. Le second grain quant à lui, donne un spectre très discordant où le rajeunissement des premiers paliers résulte probablement d'un phénomène de chloritisation des biotites (rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevés) tandis que la fin du spectre est marquée par la présence d'une composante d'argon hérité d'âge intermédiaire entre hercynien et alpin. De tels âges intermédiaires se retrouvent dans l'échantillon CAN9 où aucun âge alpin s.l. n'a été trouvé au contraire de CAN2 et 4. Cependant, la forme globalement plate du spectre d'âge, qui devrait traduire une répartition

homogène de l'argon dans la biotite n'est pas confirmée par la carte d'âge réalisée sur une autre biotite de cet échantillon qui montre une importante zonation des âges. On sait que le dégazage progressif de la biotite a pour effet de rompre les liaisons OH à relativement basse température et de provoquer un mélange des différents réservoirs d'argon présents dans le grain. Ceci pourrait être la cause de l'apparente homogénéité de l'argon dans la première biotite de l'échantillon CAN9.

On peut ajouter à ces données celles d'Albarède et al. (1978) qui avaient obtenu un âge de 60-70 Ma pour des biotites issues d'un échantillon de gneiss du massif de la Carança. Il faut donc admettre l'existence d'un événement thermique généralisé à l'échelle du massif gneissique du Canigou s.l. qui conduit à l'ouverture du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des biotites mais aussi celui des muscovites (cf. supra) malgré une rétentivité de l'argon plus forte. Les différences d'âge enregistrées au sein d'un même échantillon ou entre les divers échantillons pourraient s'expliquer par des différences de composition chimique et de taille des biotites datées. Les analyses à la sonde électronique (Annexe IIIE) indiquent un X_{Mg} plus élevé sur les biotites de CAN9 ($X_{\text{Mg}} = 0,32-0,37$) que celles de CAN4 ($X_{\text{Mg}} = 0,26-0,31$). De même que Harrison et al. (1985) ont montré la diminution de la rétentivité des biotites avec l'augmentation de leur teneur en fer, on propose d'expliquer ainsi le caractère intermédiaire des âges obtenus sur CAN9 par rapport à CAN4 et CAN2. La zonation concentrique des âges de l'échantillon CAN9, l'absence de lien avec les rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et l'absence d'évidence de recristallisation secondaire aux bordures des grains de biotites (microscope optique et sonde électronique) apportent un argument supplémentaire pour la nature essentiellement thermique de l'événement à l'origine des pertes d' ^{40}Ar radiogénique. Bien que cela ne soit pas clairement défini, les âges sur les biotites CAN4 et CAN2 semblent converger vers une valeur 85-95 Ma. Cet âge correspond à celui du métamorphisme Crétacé dans la ZNP (Montigny et al., 1986 □ Golberg et al., 1986 □ Golberg et Maluski, 1988). Cet événement HT-BP (Ravier, 1959 □ Golberg, 1987) aurait aussi affecté de manière très intense le socle gneissique de la ZA des Pyrénées comme l'ont déjà suggéré Albarède et al. (1978).

iii) Feldspath potassique □

Les travaux antérieurs sur des feldspaths potassiques du massif de la Carança ont donné des résultats très similaires à ceux obtenus lors de ce travail. Ainsi le dégazage de population de feldspaths potassiques de deux échantillons (CAM2 et NYM4) de faciès granodioritique peu déformés prélevés dans la zone mylonitique de la faille de la Têt sur le versant nord des gneiss de la Carança (Sère, 1993) donne deux spectres où les premiers paliers affectés par une composante d'argon en excès voient leur âge diminuer rapidement jusqu'à des valeurs de 27-33 Ma avant de remonter régulièrement jusqu'à des valeurs d'environ 80 Ma pour CAM2 et 110 Ma pour NYM4 (fig. III.30). Une autre population de feldspaths potassiques de l'échantillon CAM2 a été analysée au laboratoire de Clermont-Ferrand. Elle donne un spectre parfaitement cohérent avec les précédents (fig. III.31) où après une première partie (environ 15% de ^{39}Ar total) très discordante et affectée par de l'argon en excès, un groupe de six paliers fournissent des âges de 28-30 Ma. Ensuite les âges augmentent régulièrement jusqu'à 80-90 Ma. La procédure de dégazage a permis d'extraire les paramètres

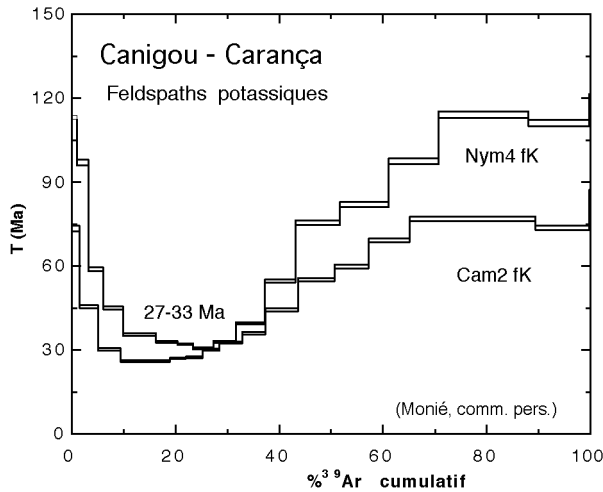


Figure III.30 : Spectres d'âges de populations de feldspath potassique des échantillons CAM2 et NYM4 (Localisation dans Sère, 1993) montrant des formes convexes où les âges en excès du début de dégazage diminuent rapidement jusqu'à des minimum vers 27-33 Ma avant de remonter régulièrement jusqu'à environ 80 Ma pour CAM2 et 110 Ma pour NYM4 (Monié, communication personnelle).

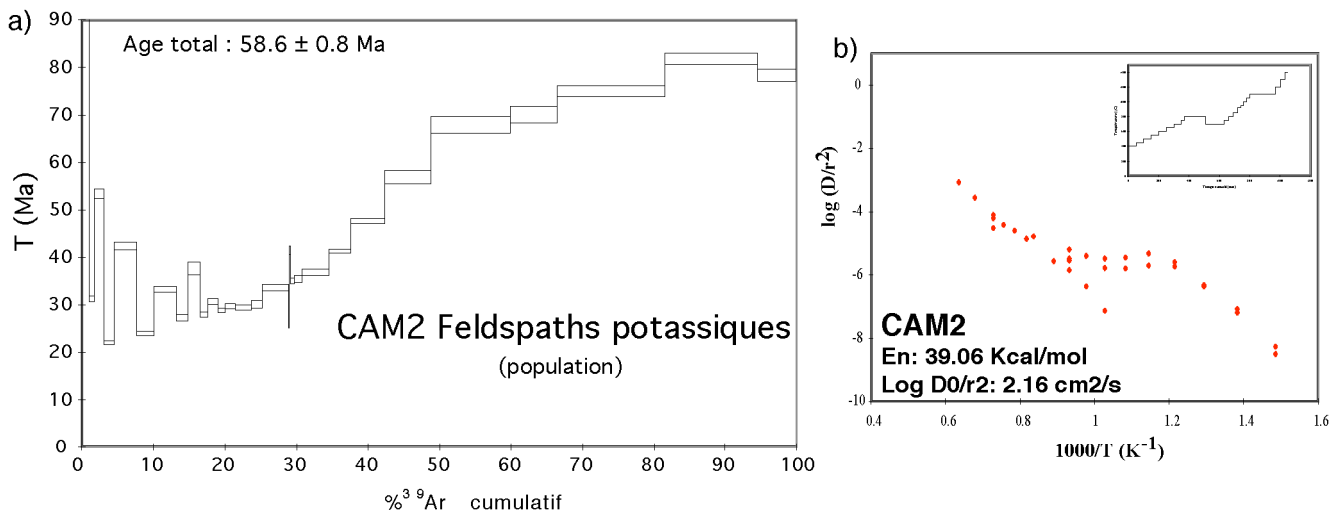


Figure III.31 : a) Spectre d'âges d'une population de feldspath potassique de l'échantillon CAM2 où après un début (près de 20% de l' ^{39}Ar total) très perturbé les âges évoluent régulièrement depuis 28-30 Ma jusqu'à 80 Ma (Arnaud, comm. pers.). b) Diagramme d'Arrhénius de la population de feldspath potassique de l'échantillon CAM2 dont le spectre d'âge est présenté sur la figure de gauche. La procédure de chauffage adoptée est donnée en encart. Les paramètres de diffusion calculés à partir de ce diagramme sont $E = 39,6$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 2,16$ cm 2 /s.

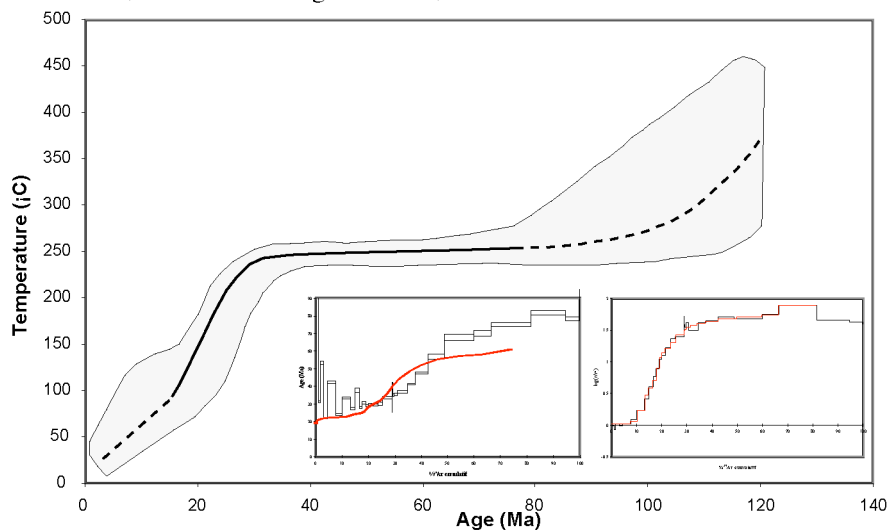


Figure III.32 : Modélisation de l'histoire du refroidissement de l'échantillon CAM2 à partir de la théorie de la diffusion multi-domaines (Lovera et al., 1989) appliquée au feldspath potassique. Le trait noir constitue le meilleur chemin T-t trouvé par le programme. Les parties en pointillés correspondent aux portions mal contraintes de cette histoire de refroidissement. La zone ombrée est l'enveloppe à 90% de confiance autour de ce meilleur trajet T-t. Le spectre d'âges théorique correspondant à l'histoire de refroidissement est comparé au spectre d'âges réel en encart.

cinétiques de cette population de feldspath potassique $E = 39,6$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 2,16$ cm²/s (fig. III.31). Ils ont été utilisés pour modéliser l'histoire thermique de l'échantillon CAM2 (fig. III.32). Celle-ci indique une histoire thermique qui démarre au Crétacé moyen et qui se poursuit de manière quasi-isotherme jusqu'à l'Oligocène inférieur. À ce moment-là, un très fort épisode de refroidissement s'individualise. On peut remarquer la mauvaise correspondance entre le spectre théorique et le spectre réel. La forme convexe du spectre d'âges réel ne peut résulter d'un phénomène de diffusion volumique pur où les courbes de pertes sont de formes concaves (Turner, 1968). Une des hypothèses, à la base de la modélisation thermique du spectre d'âge des feldspaths potassiques (Lovera et al., 1989, 1991), ne semble donc pas respecté. La perte enregistrée par la population de feldspath semble trop forte pour n'être que le résultat d'un phénomène de diffusion thermiquement activée, d'où on en conclut qu'un autre phénomène (non modélisable) aurait permis une partie de la perte d'argon radiogénique.

Albarède et al. (1978) ont également présenté un spectre d'âges obtenu sur des feldspaths potassiques d'un échantillon (G2Z) provenant du massif du Canigou s.s.. Sa forme est similaire à celle des différents échantillons analysés dans ce travail, avec de l'excès en début de dégazage suivi d'une descente rapide vers un minimum à $30,5 \pm 0,5$ Ma avant une remontée régulière jusqu'à 102 ± 9 Ma.

Cette synthèse des différentes analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique réalisées sur plusieurs échantillons et dans des laboratoires mettant en oeuvre des techniques d'extraction de l'argon différentes (four et laser) permet de souligner la similarité des spectres d'âges obtenus dans l'ensemble du massif du Canigou. La première observation est que tous donnent pour les paliers de «Haute» température des âges crétacés moyens. Il n'apparaît jamais aucune évidence d'âge hercynien à fini-hercynien comme cela a été montré pour le massif granitique de Mont-Louis (cf. supra). Les sites les plus rétentifs des feldspaths potassiques du massif du Canigou ont donc soit été totalement remis à zéro par un événement daté du Crétacé moyen qui pourrait être en relation avec le métamorphisme HT connu par ailleurs (Golberg, 1987) soit sont restés en profondeur à des températures ne permettant pas la fermeture du système isotopique. L'hypothèse qui ferait de cet âge Crétacé moyen un âge intermédiaire entre l'hercynien et un épisode Cénozoïque dû à un très lent refroidissement semble peu probable du fait de ce qui a été dit précédemment pour les micas. Nous concluons donc à l'intervention d'un épisode thermique généralisé à l'échelle du socle gneissique du massif du Canigou au Crétacé moyen pour remettre à zéro le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des feldspaths potassiques. On peut de plus remarquer que l'ordre de fermeture des systèmes en fonction de leur rétentivité relative est parfaitement respecté. Ainsi les muscovites ayant la plus forte rétentivité vis-à-vis de l'argon donnent les âges les plus vieux avec la présence d'âges hercyniens au coeur des grands cristaux et dans des muscovites hydrothermales (Cheilletz, inédit, dans Guitard et al., 1998). Les biotites, moins rétentives, donnent des âges presque tous crétacés moyens avec toutefois des échantillons (ceux montrant des micas de grande taille hercynien sans équivoque) où la remise à zéro n'est que partielle (CAN9). Pour finir, les feldspaths potassiques qui constituent la phase la moins rétentive sont complètement remis à

zéro au Crétacé moyen. Au vu des conditions nécessaires à la réouverture de ces différents minéraux, on peut estimer que les gneiss du Canigou ont été soumis à une température comprise entre 300 et 400° C lors de cet épisode Crétacé moyen.

Les sites dégazés à «Basse» température des feldspaths potassiques donnent pour tous les échantillons des valeurs aux environs de 28-30 Ma. Les spectres d'âges de ces feldspaths potassiques présentent tous un gradient d'âge plus ou moins régulier de 90-100 Ma à 28-30 Ma. Celui-ci peut s'expliquer soit par un lent refroidissement soit par l'intervention d'un événement tectonique à la fin de l'Oligocène inférieur. La modélisation thermique du spectre d'âge de l'échantillon CAM2 (fig. III.32) apporte un argument décisif pour répondre à cette question. Celle-ci montre une forte accélération du refroidissement vers 28-30 Ma faisant suite à une longue période de refroidissement très faible où aucune trace d'un quelconque refroidissement à l'Eocène contemporain des chevauchements pyrénéens n'est visible. La fermeture vis-à-vis de l'argon des sites les moins rétentifs (petits domaines) du feldspath potassique semble donc se réaliser à l'Oligocène inférieur en relation avec une augmentation brutale du taux de refroidissement qui sera mieux contrainte avec l'utilisation des données traces de fission et (U-Th)/He.

b) Traces de fission sur apatite □

Une interprétation préliminaire des données traces de fission est donnée dans l'article présenté en Annexe I.

Les âges centraux traces de fission montrent une bonne corrélation positive de $27,1 \pm 1$ Ma à $21,6 \pm 2$ depuis le sommet du Canigou jusqu'aux unités gneissiques les plus basses. Les deux échantillons situés au sommet du massif (CAN4 et 5) diffèrent des autres, par les longueurs de traces significativement plus courtes. On propose que cette caractéristique résulte vraisemblablement d'un séjour plus ou moins prolongé dans une ZCP. Donc, en s'appuyant sur la théorie des paléo-ZCP exhumées (Naeser, 1979 □ Gleadow et Fitzgerald, 1987 □ Fitzgerald et al., 1995) présentée dans le chapitre II, nous considérons que le sommet du Canigou représente la base d'une paléo-ZCP. La rupture de pente («Break in slope») dans le diagramme âge vs. altitude doit donc se situer entre les échantillons CAN5 et CAN7 à environ 2600 mètres et 26-27 Ma. Cet âge marque le début de l'épisode d'exhumation qui a conduit au soulèvement de cette ZCP. L'érosion a semble-t-il éliminé presque totalement cette ZCP, si bien qu'actuellement on n'en observe que l'extrême base où les âges sont difficiles à séparer dans les marges d'erreur de ceux de la partie inférieure du profil relatifs à l'épisode d'exhumation débutant à 26-27 Ma. On peut noter le caractère bimodal de l'histogramme de distribution des longueurs de traces de l'échantillon CAN4. Le pic des traces courtes ($< 11 \mu\text{m}$) est constitué de traces plus vieilles que 26-27 Ma raccourcies par leur séjour dans la ZCP lors d'un épisode de relative quiescence tectonique (correspondant à la période de refroidissement très faible déduite des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique) et le pic des traces longues ($> 13 \mu\text{m}$) correspond aux traces formées postérieurement au début de cette exhumation. En ne prenant en compte que les quatre échantillons de la partie inférieure du

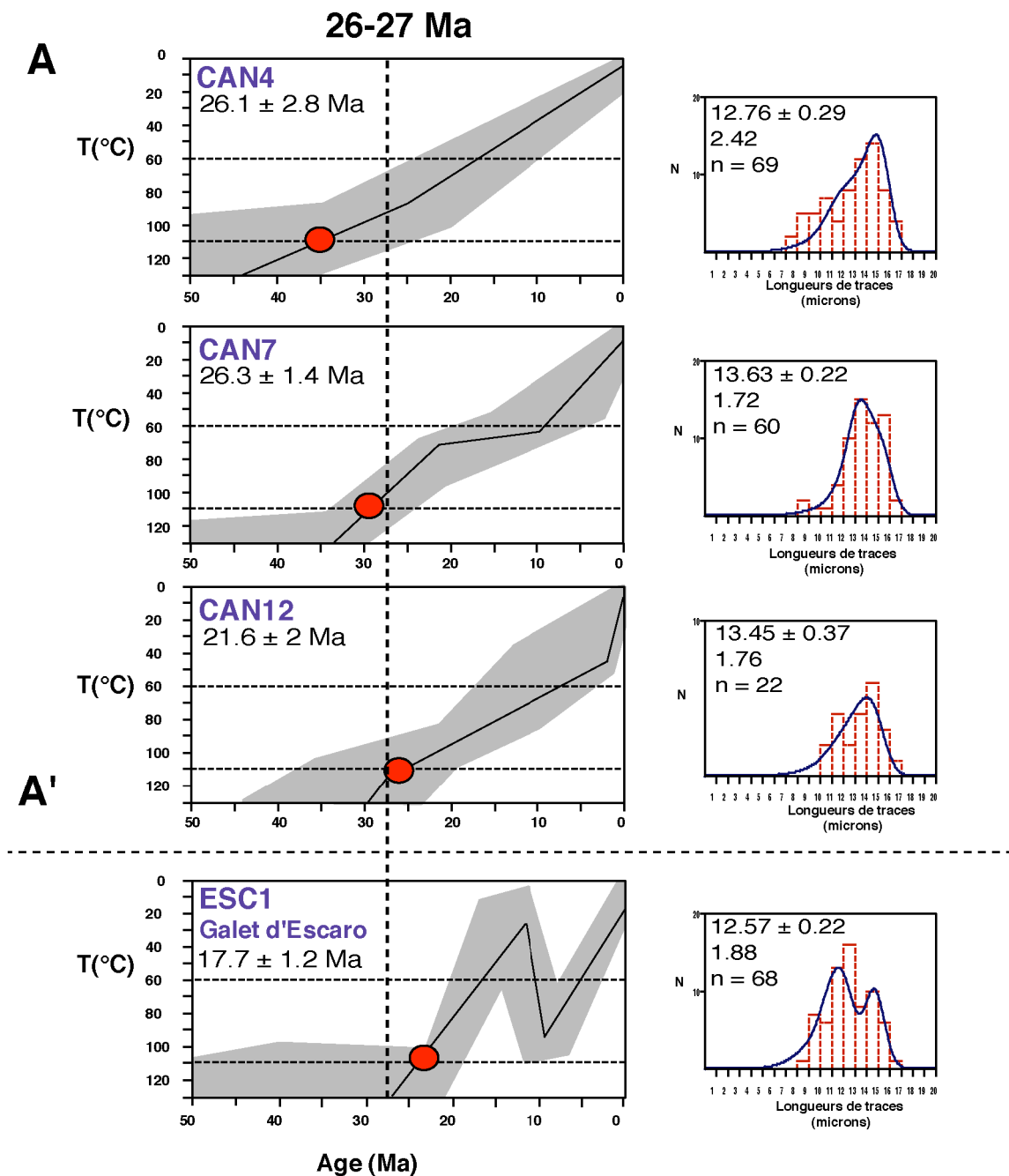


Figure III.33 : Modélisation thermique (T-t) des données traces de fission de quatre échantillons du massif du Canigou (3 du profil vertical + le galet d'Escaro) à l'aide du logiciel Monte Trax (Gallagher, 1995). Le trait fin représente le meilleur chemin T-t trouvé par le programme tandis que la zone ombrée représente l'enveloppe de tous les chemins possibles. Les cercles pleins nous donnent l'âge moyen de la traversée de l'isotherme 110° C pour le meilleur chemin T-t défini de chaque échantillon. Le trait vertical en pointillé représente l'âge moyen du début d'exhumation rapide déterminé par la corrélation altitudinale (voir texte pour explication). On constate que pour CAN7, CAN12 et ESC1 (qui avant le dépôt de la formation d'Escaro devaient se trouver sur la coupe verticale du Canigou), les modèles thermiques confirment la traversée de l'isotherme 110° C lors d'un événement d'exhumation rapide à 26-27 Ma tandis que pour CAN4 cette traversée s'est effectuée plus précocement et de façon beaucoup plus lente, suggérant l'existence d'une paléo-ZCP exhumée, actuellement préservée au sommet du massif. Par ailleurs, on constate un important épisode de réchauffement affectant le galet de la formation d'Escaro, globalement au miocène moyen à miocène supérieur, qui le fait revenir dans la ZCP des traces de fission.

profil qui se trouvaient à des niveaux de cicatrisation totale avant le début de l'exhumation, un taux de $0,29 \pm 0,07$ mm/an a pu être calculé.

Les modélisations de l'histoire thermique, réalisées grâce au logiciel Monte Trax (Gallagher, 1995), semblent confirmer les conclusions établies à partir de la corrélation altitudinale (fig. III.33). Comme on pouvait s'y attendre au vu des paramètres de longueur de traces confinées, l'échantillon de la partie supérieure (CAN4) montre une modélisation différente de celles fournies par les deux échantillons de la partie inférieure du profil (CAN7 et 12). Ainsi, l'échantillon CAN4 (sommet) pénètre dans la ZCP dès 35 Ma par lent refroidissement lors d'une période de relative quiescence tectonique avant que le refroidissement ne s'accélère aux environ de 25 Ma. Au contraire, les échantillons CAN7 et CAN12 se trouvaient sous l'isotherme 110°C , c'est à dire dans une zone de cicatrisation totale, avant que ne débute l'exhumation relativement rapide qui conduit à la traversée de l'isotherme 110°C à $\approx 26-27$ Ma.

Une traversée de l'isotherme 110°C à 26-27 Ma implique un taux de refroidissement moyen jusqu'à l'actuel (avec une température de surface moyenne de 5°C) de l'ordre de $4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ qui correspond, si on prend un gradient géothermique de $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$, à une exhumation d'environ $0,16$ mm/an. Ce taux moyen d'exhumation de 26-27 Ma à l'actuel déterminé grâce aux modélisations thermiques est significativement inférieur à celui de $0,29 \pm 0,07$ mm/an déterminé par la corrélation altitudinale de 26-27 Ma à 21 Ma. Une diminution de ce dernier, postérieurement à $21,6 \pm 2$ Ma, est nécessaire pour expliquer cette différence. Ceci est également confirmé par la position actuelle, à environ 2600 mètres d'altitude, de la base de la paléo-ZCP correspondant au paléo-isotherme 110°C qui devrait se trouver environ deux kilomètres plus haut si le taux d'exhumation de $0,29 \pm 0,07$ mm/an calculé de 26-27 Ma à 21 Ma avait perduré jusqu'à l'actuel.

L'échantillon ESC1, prélevé dans la formation d'Escaro du bassin du Conflent, a fourni un âge de $17,7 \pm 1,2$ Ma significativement différent de celui à $28 \pm 2,5$ Ma (Sère, 1993) obtenu sur un échantillon du même type prélevé à une centaine de mètres plus au nord. La modélisation de l'histoire thermique de cet échantillon s'avère très différente de celles des échantillons du profil vertical. Elle indique d'abord une traversée de l'isotherme 110°C vers 25 Ma lors d'un épisode d'exhumation relativement rapide en parfait accord avec ce qui a été montré pour le profil vertical du massif d'où est originaire cet échantillon. La modélisation met en évidence un épisode de réchauffement, approximativement au Miocène moyen à supérieur, qui ramène l'échantillon dans la ZCP. L'origine de ce réchauffement, qui ne semble pas généralisé à l'échelle du bassin comme tend à le montrer le résultat de Sère (1993), sera discuté plus en détail par la suite et notamment par rapport aux des analyses (U-Th)/He sur apatite réalisées sur ce même échantillon.

c) (U-Th)/He sur apatite

La bonne corrélation de l'évolution des âges (U-Th)/He avec l'altitude ainsi qu'avec les âges traces de fission sur les mêmes échantillons va nous permettre de quantifier encore

plus précisément l'épisode d'exhumation mis en évidence par la méthode des traces de fission. L'échantillon CAN4, qui ne semble pas se placer sur une droite de régression et qui par ailleurs pose problème lorsqu'on le compare à l'âge traces de fission (cf. infra), n'a pas été utilisé. La similarité, aux variabilités près, des âges traces de fission et (U-Th)/He est en faveur d'une exhumation rapide à des taux nettement supérieurs à $0,29 \pm 0,07$ mm/an. Si on utilise l'échantillon CAN12, les 2 Ma qui séparent l'âge traces de fission et celui (U-Th)/He (qui par ailleurs se recoupent dans leur marge d'erreur) impliquent un taux de refroidissement de l'ordre du 0,8 mm/an pour rendre compte de la traversée des isothermes 110° C et 70° C, pour un gradient géothermique d'environ 25° C/km. Il se peut aussi que le taux d'exhumation fourni par le profil altitudinal soit modifié par une série d'effets qui ont été modélisés par Braun (2002) et ne constitue en fait qu'une valeur minimum.

Les apatites de l'échantillon ESC1 ont donné un âge moyen traces de fission de $17,7 \pm 1,2$ Ma alors que l'âge (U-Th)/He déterminé à partir de trois aliquotes différentes est d'environ 24 Ma. Comme précédemment pour l'échantillon CAN4, la méthode (U-Th)/He donne un âge significativement plus vieux que la méthode des traces de fission, non cohérent avec les températures de fermeture estimées de ces deux chronomètres (cf. chapitre II). Au contraire de CAN4 où l'âge (U-Th)/He ne pouvait s'accorder avec aucune autre donnée thermochronologique, l'âge (U-Th)/He de l'échantillon ESC1 est en accord avec ceux obtenus sur la coupe verticale du massif du Canigou dont le galet est originaire. La longueur moyenne des traces confinées de $12,57 \pm 0,22$ microns ainsi que leur distribution (fig. III.28) tendent à prouver la présence d'un épisode de réchauffement permettant la cicatrisation partielle des traces et donc l'obtention d'un âge moyen intermédiaire sans signification géologique. La cinétique des processus de cicatrisation des traces de fission spontanées et de pertes d'hélium par diffusion volumique lors d'une élévation de température reste encore aujourd'hui bien mal connue. Stöckli et al. (2000) proposent, en se basant sur l'étude d'échantillons réchauffés de manière brève mais intense par la mise en place d'une coulée volcanique sus-jacente, que la cinétique de diffusion de l'hélium hors du réseau des apatites soit plus lente que celle nécessaire à la cicatrisation des traces de fission qui paraît, dans cette étude, instantanée à l'échelle des temps géologiques. L'échantillon ESC1 se serait donc fermé vis-à-vis de l'hélium lors de l'exhumation du Canigou, en accord avec les âges déterminés sur le profil vertical, avant de subir une brève période de réchauffement dans le bassin, sans doute associée à des circulations fluides très localisées (comme le prouve la disparité des âges traces de fission Sère (1993) et ce travail) lors d'une période d'activité de la faille de la Têt, qui va affecter le thermochronomètre traces de fission mais pas celui (U-Th)/He.

3.5 Courbe de refroidissement (T-t)

La figure III.34 présente le chemin Température-temps des roches du massif du Canigou déduit des données décrites ci-dessus.

Un résultat important de ce travail concerne les chronomètres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plus ou moins intensément affectés par un événement thermique qui conduit pour les moins rétentifs (biotite

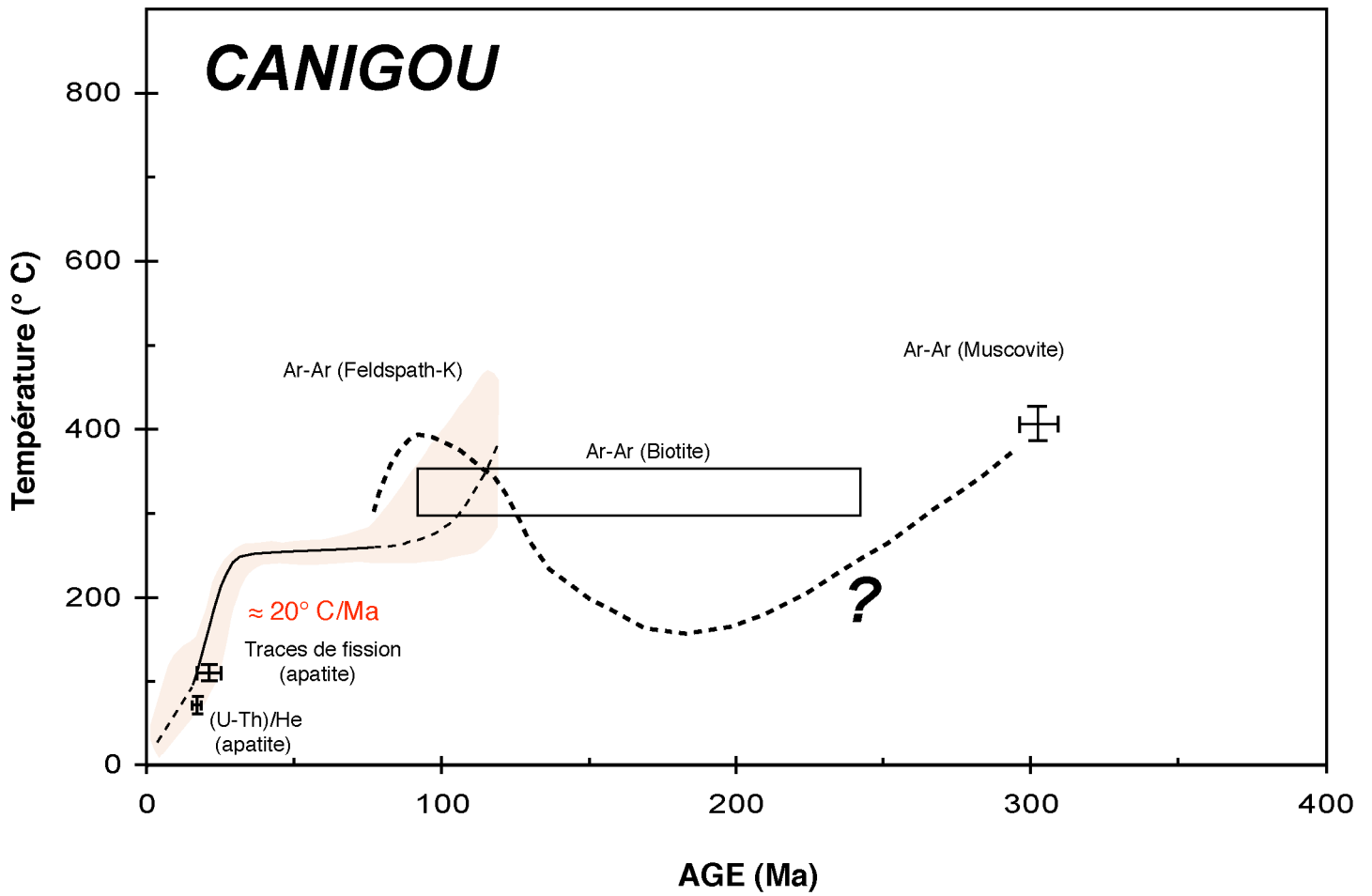


Figure III.34 : Histoire du refroidissement du massif du Canigou réalisée à partir des différentes données thermochronologiques. La courbe en pointillés épais correspond à une évolution thermique possible depuis la fin de l'hercynien jusqu'au Crétacé moyen. La courbe en pointillés gras représente un évolution thermique possible entre l'hercynien et l'événement thermique crétaé moyen.

et feldspath potassique) à leur remise à zéro par l'événement thermique Crétacé moyen. L'intensité des phénomènes de réajustement isotopique dans les différents minéraux datés suggère que des températures supérieures à 300-350° C ont été atteintes à cette époque contemporaine du métamorphisme des bassins Crétacés Nord-Pyrénéens. L'effet thermique doit forcément être corrélé avec l'amincissement crustal qui affecte la croûte européenne et qui conduit à une remontée de manteau lithosphérique à l'origine du métamorphisme HT-BP dans les bassins Nord-Pyrénéens (Golberg, 1987) et de la mise en place des massifs de lherzolites (Vielzeuf et Kornprobst, 1984).

Le taux de refroidissement déterminé par la modélisation thermique du spectre d'âges des feldspaths potassiques de l'échantillon CAM2 indique une période de quiescence tectonique durant le Crétacé supérieur et la première moitié du Cénozoïque ou tout du moins l'absence d'enregistrement des effets thermique d'une tectonique potentielle. Soit la tectonique compressive pyrénéenne responsable de l'exhumation, à partir d'environ 60 Ma, du granite de Mont-Louis (cf. supra) n'a pas affecté (d'un point de vue des mouvements verticaux) ce massif, soit le thermochronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique n'était pas en position d'enregistrement lors du déclenchement de ces événements. Pour le premier cas, il faut envisager des chevauchements très plats n'induisant que des déplacements horizontaux sans refroidissement. Les chevauchements alpins reconnus qu'ils soient ductiles (Sère, 1993, ce travail chapitre V) ou fragiles (Laumonier et Baetens, 1986) montrent des pendages variables mais souvent assez forts. L'hypothèse qui impliquait un mouvement du massif du Canigou parallèlement aux surfaces isothermes nous semble donc irréaliste. Nous concluons que les roches du massif du Canigou se trouvaient, au moment du déclenchement des chevauchements pyrénéens à un niveau structural trop bas, pour que l'enregistrement de l'histoire thermique par les feldspaths potassiques puisse être possible.

Un nouvel épisode de refroidissement rapide du massif commence à la transition Oligocène inférieur-Oligocène supérieur (entre globalement 26 et 30 Ma). Il est lié à la tectonique extensive à l'origine de la formation du bassin de Méditerranée Occidentale et de l'effondrement de la chaîne pyrénéo-provençal au niveau du Golfe du Lion. L'âge des premiers sédiments syn-rift (Séranne, 1999) est en parfait accord avec l'âge du début de l'exhumation que nous mettons en évidence. Des données traces de fission obtenues en Corse (Jakni et al., 2000) et dans le massif des Maures (Morillon, 1997) donnent un âge similaire pour l'exhumation des massifs en relation avec l'épisode de rifting. Au niveau du massif du Canigou, cet épisode perdure au moins jusqu'à 18 Ma selon un taux minimum de $0,29 \pm 0,7$ mm/an. Un taux d'exhumation de l'ordre de 0,8 mm/an est plus en adéquation avec l'ensemble des données thermochronométriques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique, traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur apatite) qui montre une très bonne cohérence. Ensuite, bien qu'il apparaisse impossible de le vérifier précisément avec les thermochronomètres utilisés lors de ce travail, cette exhumation ralentit voire cesse complètement. Ce ralentissement, nécessaire pour expliquer les quantités totales d'exhumation, est sans doute à mettre en relation avec l'arrêt du rifting ouest-méditerranéen à la fin du Burdigalien (Burrus, 1987). Une très brève période de réchauffement au Miocène supérieur-Pliocène inférieur est

également mise en évidence dans le bassin du Conflent formé en réponse au soulèvement du Canigou sous la faille de la Têt lors de l'épisode de rifting de 26-30 à 18 Ma.

4. Comparaison des courbe T-t des massifs du Canigou et de Mont-Louis

Discussion du rôle de la faille de la Têt au cours des temps géologiques

Les résultats exposés ci-dessus montrent des différences fondamentales entre l'enregistrement thermochronologique des roches du massif du Canigou et celles du massif de Mont-Louis situées de part et d'autre de l'accident de la Têt (fig. III.35 et III.36).

Une première différence entre les trajets Température-temps des deux massifs apparaît au Crétacé moyen. On sait que cette période est marquée dans la zone Nord-Pyrénéenne par un métamorphisme de HT-BP (Golberg, 1987) lié à un amincissement crustal lors de la dérive sénestre de la plaque ibérique (Choukroune et Mattauer, 1978; Olivet, 1996). Golberg (1987) a démontré pour la zone Nord-Pyrénéenne que la chaleur a été transportée le long d'accidents d'échelle crustale avec un rôle très actif des fluides. Ce flux de chaleur a affecté le massif du Canigou où le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des différents minéraux daté a été perturbé voire remis à zéro selon leur rétentivité relative. La réponse des différents systèmes suggère qu'une température de 300-400° C a été atteinte dans le massif du Canigou au Crétacé moyen. Shoemaker (2000) a déterminé plusieurs pics d'âge crétacé moyen par la méthode des traces de fission sur zircon dans différents échantillons prélevés dans les rivières actuelles de l'Ariège et du Sègre. Le nombre important de grains fournissant de tels âges est un argument pour la présence d'un flux thermique important au Crétacé moyen capable de remettre à zéro le système trace de fission des zircons dont la température de fermeture est de $250 \pm 50^\circ \text{C}$ (Hurford, 1986).

À l'opposé, ce flux de chaleur n'a pas ou très faiblement affecté les roches granodioritiques du massif de Mont-Louis où les biotites conservent un âge hercynien. Plusieurs causes peuvent être évoquées pour ce comportement très différent. La première est une différence de niveau structural entre les deux massifs avant le déclenchement des déformations compressives alpines qui peut expliquer l'enregistrement ou non de l'événement thermique Crétacé moyen. Ainsi le massif gneissique du Canigou qui est affecté dans son ensemble par cet événement devait se trouver au Crétacé moyen à un niveau structural plus profond que le granite de Mont-Louis. On peut noter que le granite de Mont-Louis s'est mis en place sur un plancher de gneiss type Canigou visible au niveau de la fenêtre des Bouillouses. Une datation des micas et des feldspaths potassiques de ces gneiss du plancher serait intéressante pour vérifier l'importance du niveau structural dans la remise à zéro des chronomètres. Ce constat implique de forts mouvements différentiels, donc vraisemblablement liés au fonctionnement de la faille de la Têt, entre ces deux blocs depuis 90-100 Ma jusqu'à l'actuel. Les mouvements auront pour effet d'amener les gneiss du Canigou à des altitudes supérieures à celles des roches granitiques du massif de Mont-Louis. Une deuxième cause potentielle serait la présence à la base de pile des gneiss du Canigou

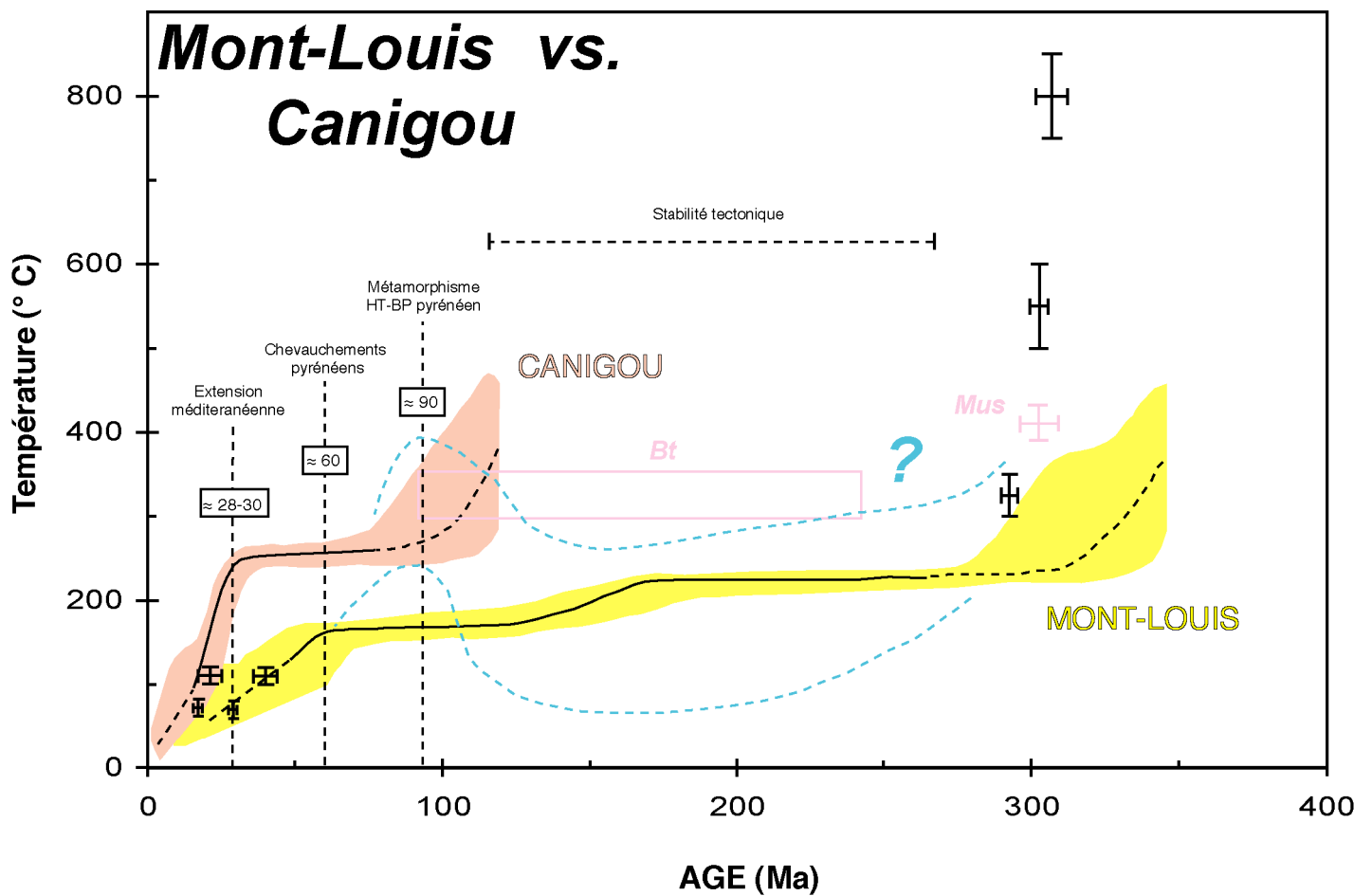


Figure III.35 : Superposition des histoires de refroidissement des massifs de Mont-Louis et du Canigou (cf. fig. III.18 et III.34). Cette figure montre bien les différences d'enregistrement thermochronologique de ces deux massifs de part et d'autre de la faille de la Têt. Les croix représentent les données obtenues sur le massif de Mont-Louis, les carrés celles sur le massif du Canigou. Les zones en grisées correspondent aux histoires thermiques déduites de la modélisation du spectre d'âges des feldspaths potassiques du massif du Canigou (clair) et de Mont-Louis (foncé). Les épisodes thermo-tectoniques sont représentés.

d'une zone mylonitique de 200 mètres d'épaisseur responsable de la structuration hercynienne du massif (Soliva et al., 1989, Soliva, 1992). Celle-ci pourrait servir, au Crétacé moyen, de chenal localisant le flux de chaleur engendré par l'amincissement crustal de la zone Nord-Pyrénéenne. Ce phénomène sera évoqué au chapitre V en ce qui concerne des zones mylonitiques affectant des zones plus superficielles (massifs granitiques). Le comportement particulier des systèmes isotopique des roches du massif du Canigou est sans doute la conséquence d'une combinaison de ces deux effets.

Une autre différence significative entre ces deux massifs concerne l'enregistrement des déformations compressives alpines. Au niveau du bloc de Mont-Louis, au toit de la faille de la Têt, un épisode de refroidissement commence à environ 60 Ma et perdure jusqu'à au moins 29 Ma à un taux minimum de 4° C/Ma. Cette accélération du refroidissement résulte du fonctionnement des chevauchements pyrénéens et plus particulièrement de celui en faille inverse et dans des conditions de déformation ductile de l'accident de la Têt, pour lequel les micas phengitiques fournissent des âges de 50-60 Ma (Sère, 1993). Une étude $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ minutieuse, par sonde laser, des faciès mylonitiques à ultra-mylonitiques à micas blancs plus moins phengitique de cette faille pourrait permettre d'en dater précisément le fonctionnement inverse alpin. Le refroidissement du massif se poursuit jusqu'à au moins 29 Ma alors que les chevauchements affectent encore l'ensemble du domaine pyrénéen (Vergés, 1993). Le massif du Canigou, au mur de la faille de la Têt, ne semble pas subir, du moins thermochronologiquement, cet événement. Il est probable que le chevauchement des roches du bloc de Mont-Louis sur celle du bloc Canigou à cette époque a un effet sur l'enregistrement de l'histoire thermique de ce dernier. Toutefois, il nous paraît difficile d'évoquer l'absence de mouvement dans le massif du Canigou dans le contexte compressif prévalant dans les Pyrénées au début du Cénozoïque. Il semble que le massif se trouve, au moment de l'activité de ces chevauchements à un niveau structural trop bas pour que les roches soient significativement refroidies. Le refroidissement ne pourra commencer que lors de l'exhumation oligo-miocène. Des données thermochronologiques sur des systèmes ayant une Tc intermédiaire entre 150 et 250° C pourraient certainement nous apporter des contraintes sur l'évolution thermique de ce massif.

Au début de l'Oligocène supérieur va débiter une nouvelle période d'activité de la faille de la Têt. Celle-ci, en relation avec l'ouverture du bassin de Méditerranée occidentale, présente un caractère extensif. Le massif du Canigou, au mur de cette faille, va subir une importante phase d'exhumation de 26-27 Ma à 18 Ma avec un taux de l'ordre de 0,8 mm/an. Cette phase d'exhumation, responsable des «*facettes*» visible sur le flanc nord du Canigou (Philipp et al., 1992), n'est pas enregistrée dans le bloc de Mont-Louis (toit de la faille) qui devait se trouver à cette époque au-dessus de l'isotherme 150° C à partir duquel les systèmes de basse température se ferment. Postérieurement à 18 Ma, le taux d'exhumation doit diminuer pour rendre compte de la position actuelle de la base de la ZCP des traces de fission et du taux moyen de 0,1-0,15 mm/an déterminé de 26-27 Ma à l'actuel grâce aux modélisations thermiques de la distribution des longueurs de traces.

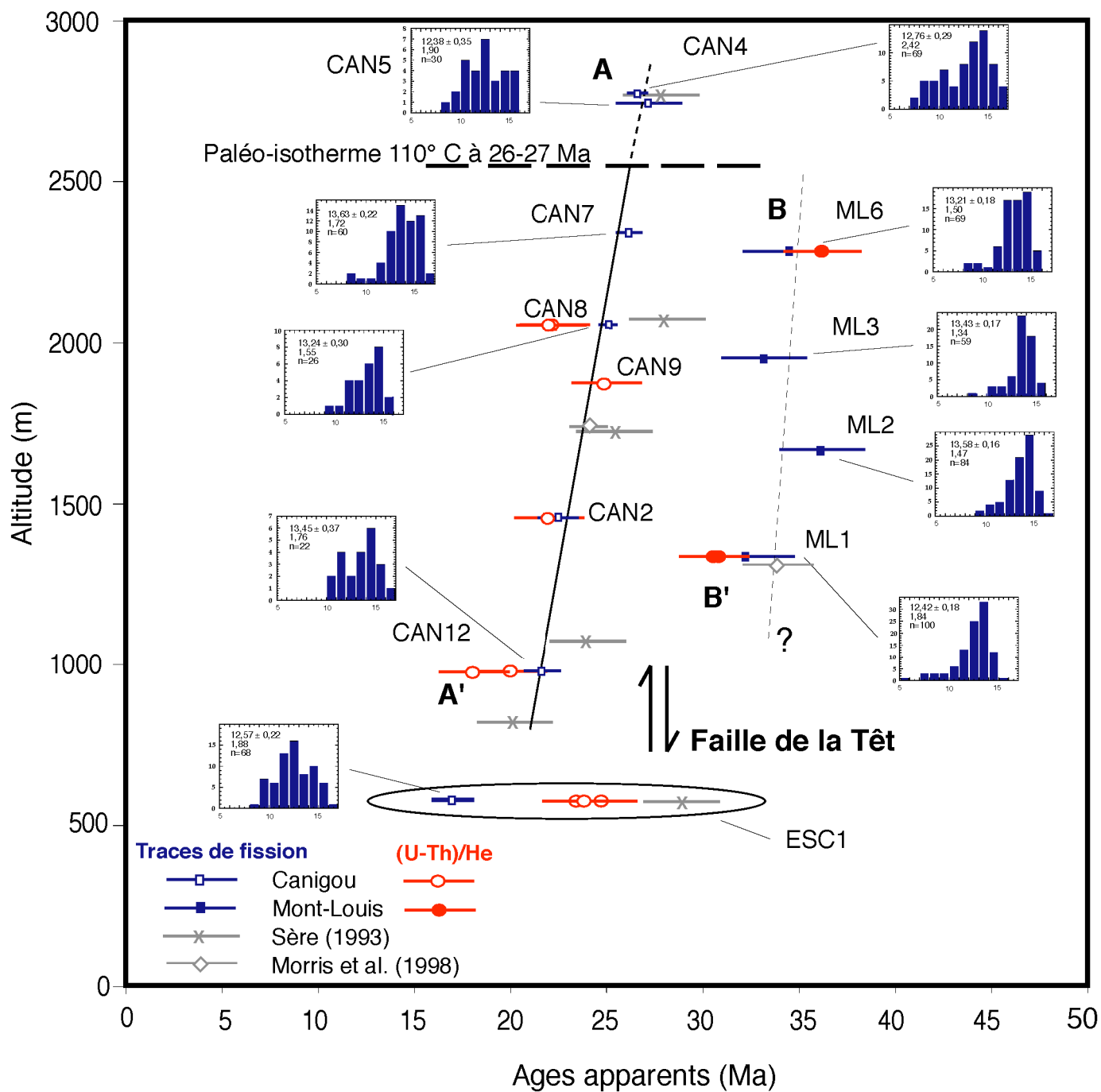


Figure III.36 : Diagramme synthétique représentant les données traces de fission et (U-Th)/He sur les massifs du Canigou et de Mont-Louis reportées en fonction de l'altitude des échantillons.

Ce ralentissement de l'exhumation est certainement perturbé par de courtes périodes de fonctionnement de la faille, associées à des circulations de fluides dont les sources thermales qui la jalonnent seraient la manifestation actuelle. Celles-ci seraient à l'origine de la perturbation du chronomètre traces de fission dans l'échantillon ESC1 prélevé dans le bassin du Conflent à proximité de la zone de faille. Un fonctionnement de la faille au Pliocène inférieur, également attesté par des données sismiques obtenues sur la marge du Golfe du Lion au droit des Albères (Mauffret et al., 2001) pourrait se corrélérer avec le dépôt de la formation d'Escaro (Clauzon et al., 2001). Il serait contemporain de l'événement appelé «**↑**rise de salinité messinienne**↓**» qui a largement façonné les reliefs du pourtour méditerranéen. L'exhumation du massif du Canigou se serait donc réalisée en deux périodes comme l'ont suggéré Philipp et al. (1992).

Chapitre IV

Thermochronologie multi-méthodes appliquée aux massifs de Saint-Laurent de Cerdans et des Albères □ Evaluation du rôle des failles sur leur exhumation

1. Introduction

Le massif gneissique des Albères et le massif granitique de Saint-Laurent de Cerdans-La Junquera (fig. IV.1), séparés par l'importante zone mylonitique NW-SE du Boulou-Le Perthus (Soliva et al., 1991) ont été étudiés par une approche thermochronologique multi-méthodes dans le but de contraindre leur histoire thermique respective, comme cela a été le cas pour les massifs du Canigou et de Mont-Louis. Ainsi il devrait être possible de mieux caractériser les processus d'exhumation dans la partie la plus orientale de la ZA des Pyrénées et les comparer avec ce qu'il se passe plus à l'ouest dans la zone Canigou-Mont-Louis décrite dans le chapitre précédent. L'influence sur l'exhumation différentielle des deux massifs et donc sur la formation de relief, de la faille du Roussillon bordant au nord les deux massifs ainsi que celle du Boulou-Le Perthus les séparant, sera abordée.

2. Le massif granitique de Saint-Laurent de Cerdans

2.1 Présentation du massif

Une description détaillée de la composition et des structures du massif granitique de Saint-Laurent de Cerdans-La Junquera est présentée dans la Synthèse Pyrénées (Debon et al., 1996). Donc, seule une brève présentation du massif sera faite ici.

Le granite de Saint-Laurent est le plus oriental des grands plutons hercyniens des Pyrénées (fig. IV.2). Seuls les petits corps de Rosas et St Père de Roda affleurent plus à l'est dans le massif du Cap de Creus. Il se met en place de façon stratoïde au-dessus des gneiss des massifs du Roc de France et des Albères, en intrudant la couverture paléozoïque inférieure déjà métamorphisée (métamorphisme régional HT-BP) et déformée (foliation régionale type S3 selon la terminologie de Guitard et al. (1984)) de chacun de ces deux massifs (Autran et Guitard, 1969; Autran et al., 1970). Sa bordure nord-est est impliquée dans la zone de cisaillement en décrochevauchement dextre du Boulou-Le Perthus activée dans les conditions du faciès schiste vert (Soliva et al., 1991) dont l'âge (ou les âges) de fonctionnement reste à préciser (Soliva, 1992; Soliva et al., 1993; ce travail). Ce problème est traité dans le chapitre suivant.

Le complexe granitique est constitué de plusieurs faciès pétrographiques à disposition concentrique (faciès de plus en plus acide vers le cœur du pluton) d'affinité ferro-potassique calco-alcaline à tendance sub-alcaline (Cocherie, 1985; Debon et al., 1995). Le faciès le plus fréquent, présent sur la bordure et la plancher du granite, est une granodiorite de composition minéralogique simple à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, hornblende et minéraux accessoires (apatite et zircons essentiellement) contenant souvent des enclaves dioritiques. L'échantillon SL9 (fig. IV.2), prélevé au sud du village de Super las Illas exactement sur la frontière franco-espagnole, qui a fait l'objet d'une étude thermochronologique complète présentée dans la suite de ce travail est une roche de ce type.

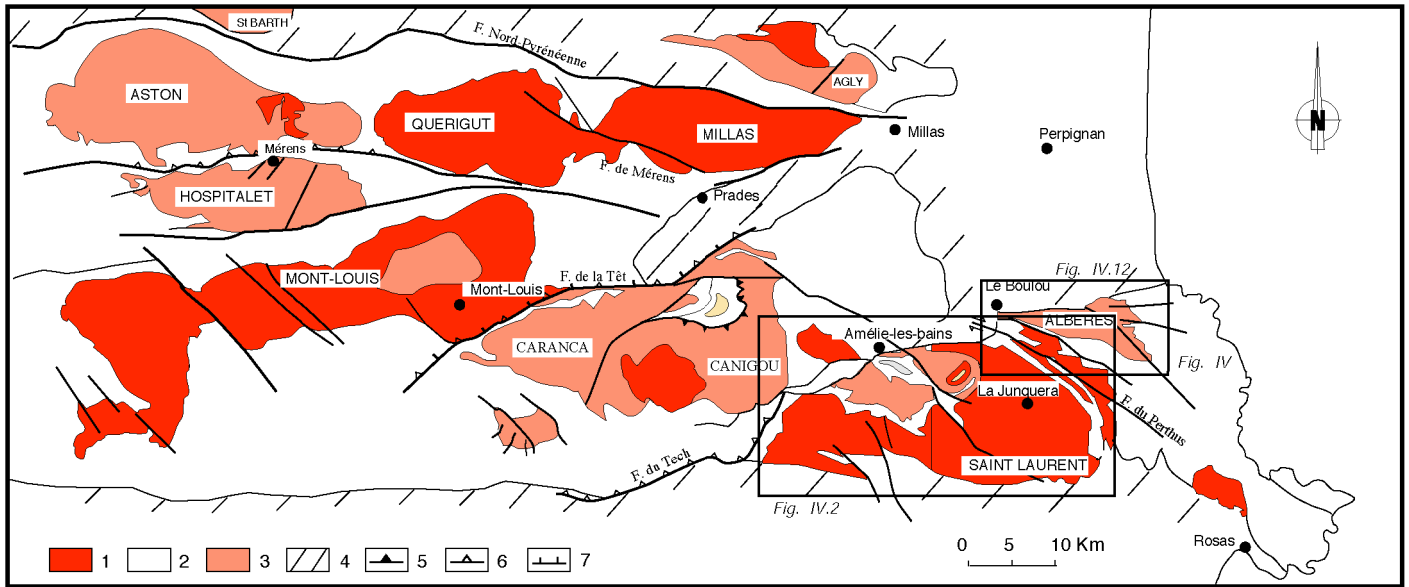


Figure IV.1 : Carte géologique simplifiée de la partie orientale des Pyrénées (modifié d'après Monié et al., 1994). 1 : granitoïdes hercyniens, 2 : paléozoïque métasédimentaire, 3 : massifs gneissiques, 4 : terrains post-hercyniens, 5 : chevauchements hercyniens, 6 : chevauchements alpins, 7 : failles normales.

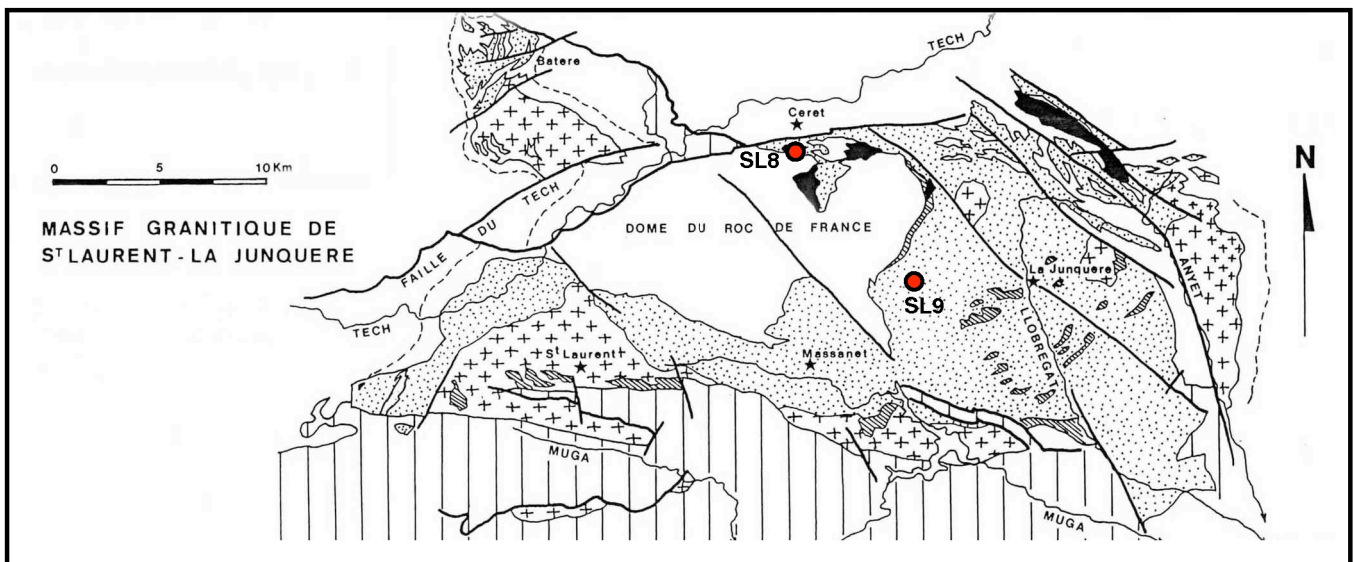


Figure IV.2 : Carte géologique simplifiée du massif granitique de Saint-Laurent de Cerdans-La Junquera (d'après Calvet, 1996). La localisation des échantillons est indiquée.

Un autre faciès commun et typique du complexe granitique de Saint-Laurent est le faciès rose porphyroïde à gros cristaux d'orthose utilisé pour les constructions, que l'on rencontre dans la partie centrale du pluton. De nombreux massifs de roche basique sont génétiquement associés au complexe granitique de Saint Laurent. Deux d'entre eux ont des tailles kilométriques, l'un au sud de Céret et l'autre dans la partie ouest du massif des Albères. Ils sont constitués de norites, grabbro-norites et diorites (Cocherie, 1985). L'échantillon SL8 dont les biotites ont été datées par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ provient du complexe basique situé à proximité de Céret (fig. IV.2). Enfin, des réseaux N-S et E-W de dykes lamprophyriques recoupant tous les faciès du complexe et des filons de leucogranites alumineux dans les parties internes du faciès granodioritique sont également présents.

Une datation par la méthode Rb-Sr sur roche totale a donné un âge de 282 ± 5 Ma pour la mise en place de l'essentiel du complexe granitique (Cocherie, 1985). Cet âge Permien s'accorde assez mal avec la chronologie des déformations hercyniennes et pourrait résulter d'un rajeunissement, pour des raisons encore mal cernées, des âges Rb-Sr, rajeunissement déjà observé sur plusieurs plutons hercyniens des Pyrénées (Briqueu et Respaut, 1997).

2.2 Présentation des résultats thermochronologiques

a) U-Pb sur zircon

Une vingtaine de zircons de l'échantillon SL9 ont été séparés. Ils présentent globalement une forme allongée (longueur/largeur > 3), ont une couleur légèrement rosée et sont exempts d'inclusions. L'observation au microscope électronique à balayage a mis en évidence des zonations internes relativement simples d'origine magmatique et a permis de choisir des zones dépourvues de fractures et d'inclusions, impossible à mettre en lors du tri sous loupe binoculaire, qui seraient susceptibles d'affecter les résultats U-Pb.

Les résultats obtenus à partir de dix-huit analyses réalisées sur la sonde ionique IMS 1270 du CRPG (Nancy, France) sont reportés dans le tableau en Annexe IIIA et dans le diagramme Tera-Wasserburg (fig. IV.3). L'intercept inférieur d'une droite ayant pour origine la composition isotopique du plomb commun à 300 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,8618 \pm 0,01$) permet d'obtenir un âge de **295 ± 7 Ma**.

b) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tableaux en Annexe IIIB

i) Hornblende

Quatre hornblendes de l'échantillon SL9 ont été analysées au cours de ce travail. Le dégazage progressif d'un monograin (fig. IV.4) a donné un spectre discordant avec des valeurs comprises entre $235 \pm 152,8$ Ma et $321,5 \pm 43,9$ Ma. La faible quantité de gaz libéré à chaque palier dûe à la faible concentration en potassium des hornblendes est à l'origine des marges d'erreur importante de chaque fraction (problème vis-à-vis de la correction des blancs) et vraisemblablement de la forme discordante du spectre. Les variations d'âges observées lors du dégazage de ce monograin ne sont pas corrélables avec l'évolution des

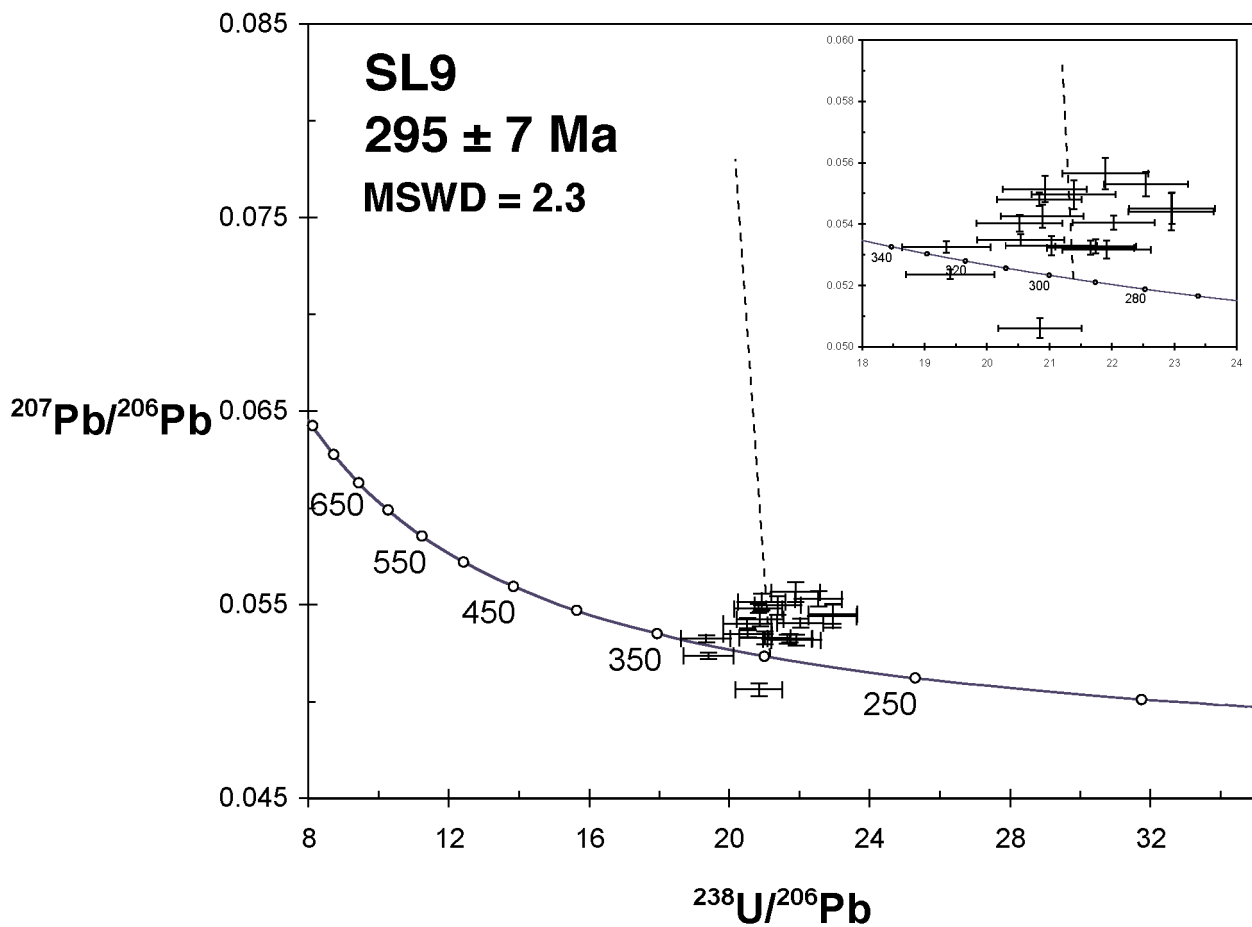


Figure IV.3 : Données U-Pb sur les zircons de l'échantillon SL9, non corrigées du plomb commun, reportées dans des diagrammes Tera-Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$). L'âge obtenu correspond à l'intercept inférieur sur la Concordia d'une droite ayant pour origine la composition isotopique du plomb commun à 300 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,8618 \pm 0,01$ selon le modèle Stacey-Kramers (1975)).

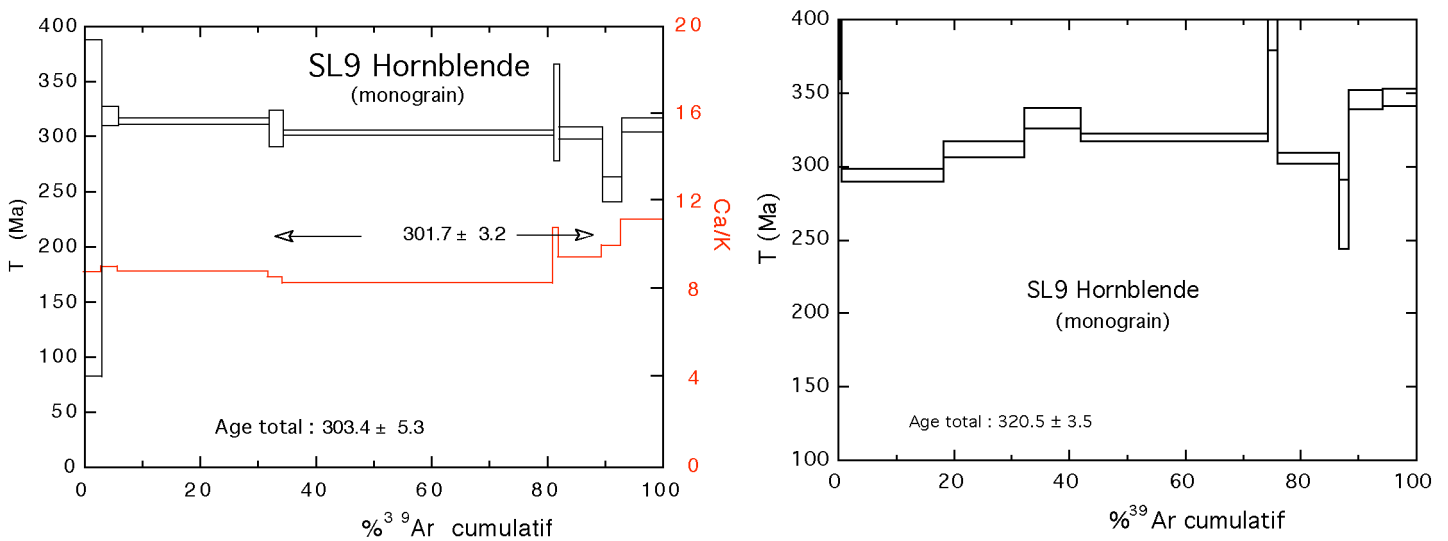


Figure IV.4 : Spectre d'âges de deux monograins de hornblende de l'échantillon SL9. Le premier donne un âge plateau de $301,7 \pm 3,2$ Ma pour près de 55% de l' ^{39}Ar total tandis que le second nous donne un spectre très discordant vraisemblablement affecté par de l'excès d'argon (âge total de $320,5 \pm 3,5$ Ma significativement supérieur à l'âge U-Pb sur zircon (fig. ?)).

rappports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La partie la plus plate au centre du spectre fournit un âge intégré de **301,7 ± 3,2 Ma** pour près de 55% de l'argon dégazé parfaitement similaire à l'âge total du grain de $303,4 \pm 5,3$ Ma. Le dégazage de trois autres monograins n'a pu être suffisamment fractionné et donc seuls les âges totaux sont disponibles. Ils sont de $309,5 \pm 4$ Ma, $311,2 \pm 3,2$ Ma et $320,5 \pm 3,5$ Ma. On peut d'ores et déjà remarquer l'importante dispersion des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les hornblendes de l'échantillon SL9.

ii) Biotite □

Le dégazage progressif d'un monograin de biotite de l'échantillon SL9 donne un spectre chaotique avec des valeurs comprises entre $115,6 \pm 35,9$ Ma pour la première fraction de dégazage et $292,6 \pm 1,6$ Ma (fig. IV.5). La première partie du spectre (10% de l'argon total dégazé) montre une croissance rapide des âges depuis $115,6 \pm 35,9$ Ma jusqu'à $285,8 \pm 1,7$ Ma non corrélée avec l'évolution des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui restent constants tout au long du dégazage. La deuxième partie du spectre montre une discordance partielle des âges successifs, obtenus sur vingt huit paliers, qui est en partie la conséquence d'un important fractionnement du dégazage de l'argon qui a été nécessaire en raison de la taille et de la teneur en potassium du monograin de biotite choisi. La partie «plate» du spectre représentant près de 90% de l' ^{39}Ar dégazé aura tendance à moyenniser ce phénomène, si bien que l'âge intégré de **286,1 ± 2,2 Ma** que l'on peut calculer nous semble significatif.

Une biotite d'un faciès beaucoup plus basique (diorite) a été également analysée (échantillon SL8) (fig. IV.6). Le premier palier (0,4% de l'argon total) à $199,8 \pm 39,2$ Ma est contaminé par de l'argon en excès lié vraisemblablement au dégazage d'inclusions riches en chlore comme le montre le rapport $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevé de ce palier. Ensuite deux fractions de dégazage donnent des âges de 95 Ma avant que ne s'individualise un plateau, pour 65% de l' ^{39}Ar dégazé, avec un âge de **104,2 ± 0,8 Ma**. La fin du dégazage est marquée par une augmentation notable des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui toutefois ne conduit pas à une variation importante des âges. Pour confirmer cet âge quelque peu surprenant pour une roche magmatique mise en place à l'hercynien, cinq grains du même échantillon ont été choisis pour effectuer des fusions totales. L'âge moyen de **103,1 ± 4,6 Ma** obtenu, pour un âge maximum à $111,5 \pm 1,3$ Ma et un minimum à $100,3 \pm 0,7$ Ma (tableau en Annexe IIIB), corrobore parfaitement l'âge Albien déterminé précédemment sur le monograin.

iii) Feldspath potassique □

Le dégazage progressif d'un concentré de feldspath potassique donne un spectre croissant de façon assez régulière depuis des valeurs de $37 \pm 0,6$ Ma jusqu'à $275,6 \pm 1,6$ Ma (fig. IV.7). La fin du dégazage est marquée par une diminution des âges jusqu'à $204,6 \pm 1,6$ Ma. Le premier palier montre un rapport Cl/K plus élevé que dans le reste du spectre où celui-ci est relativement constant donc non corrélé avec l'évolution des âges. L'âge en excès de $69,6 \pm 1$ Ma obtenu sur le premier palier résulte donc vraisemblablement du dégazage d'inclusions riches en chlore. Le rapport K/Ca montre des valeurs très élevées du fait des faibles concentrations en calcium si bien que sa variation ne nous semble pas significative.

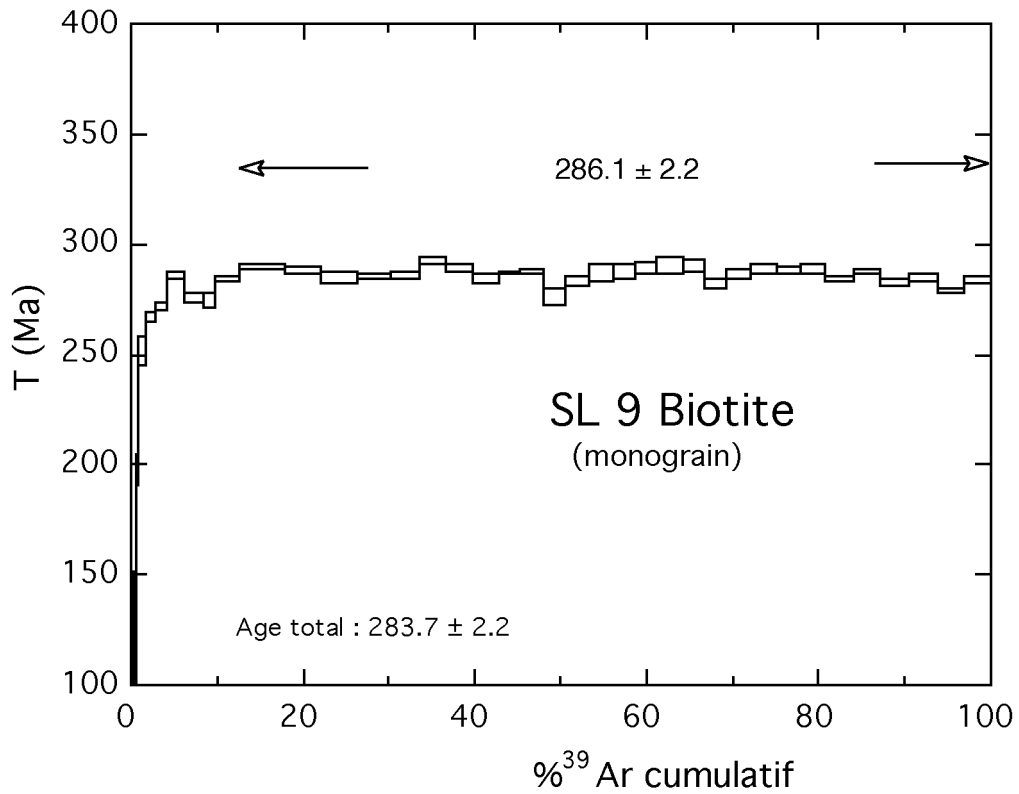


Figure IV.5 : Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon SL9 définissant un âge intégré de $286,1 \pm 2,2$ Ma pour environ 90 % de l' ^{39}Ar total. On peut constater le fort fractionnement du dégazage de cette biotite qui est certainement à l'origine des discordances observées du fait des faibles quantités d'argon analysées à chaque palier.

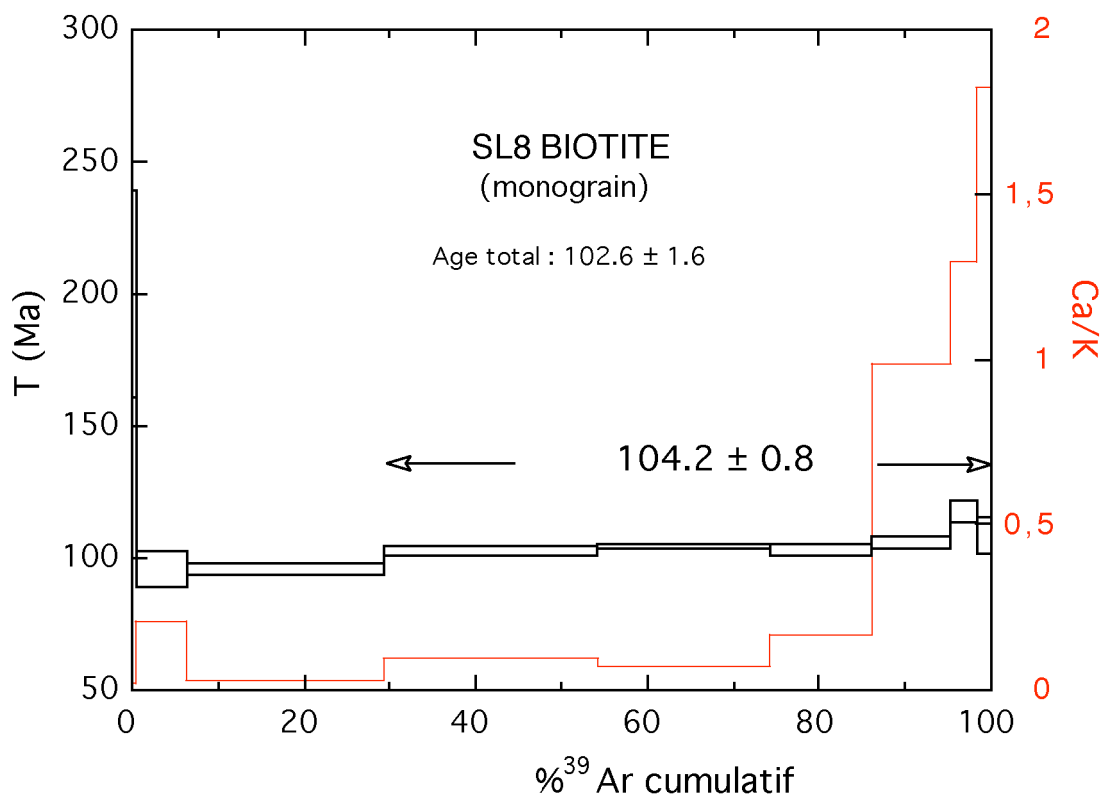


Figure IV.6 : Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon SL8 définissant un âge plateau de $104,2 \pm 0,8$ Ma pour 70% du dégazage.

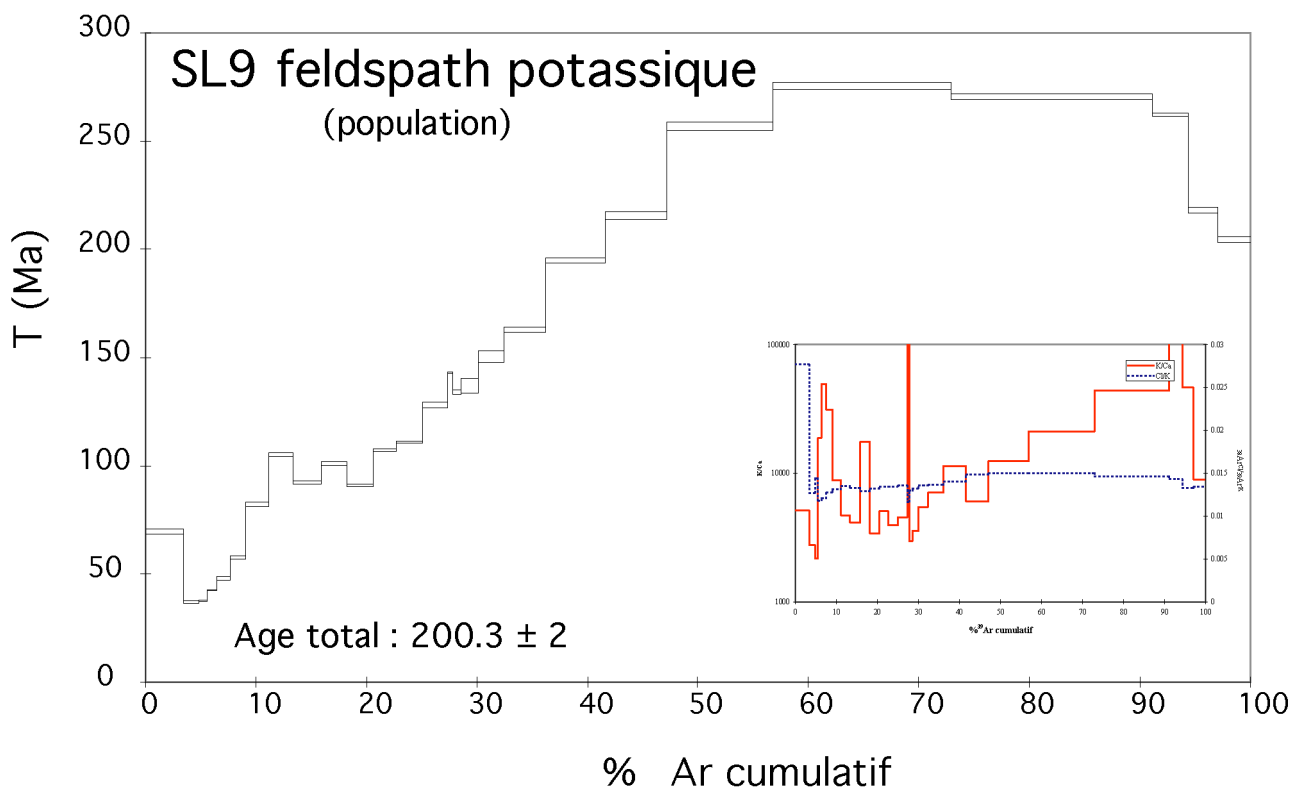


Figure IV.7 : Spectre d'âges d'une population de feldspath potassique de l'échantillon SL9. Les âges évoluent assez régulièrement depuis $37 \pm 0,6$ Ma jusqu'à $275,6 \pm 1,6$ Ma avant de redescendre en fin de dégazage à $204,6 \pm 1,6$ Ma.. L'évolution des rapports K/Ca et Cl/K est présentée en encart.

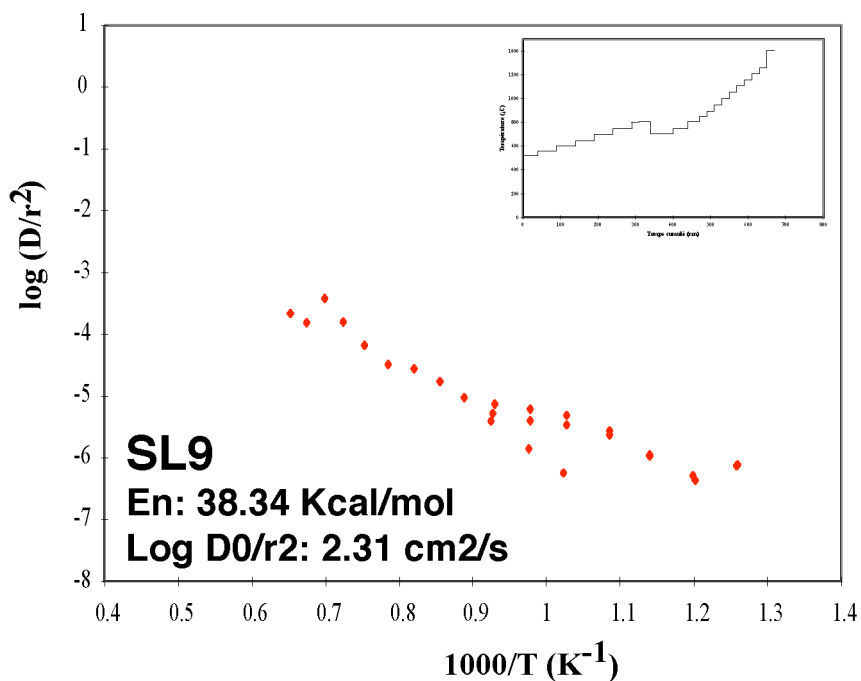


Figure IV.8 : Diagramme d'Arrhénius de la population de feldspath potassique de l'échantillon SL9 dont le spectre d'âges est présenté sur la figure IV.7. La procédure de chauffage adoptée est donnée en encart. Les paramètres de diffusion calculés à partir de ce diagramme sont $E = 38,4$ kcal/mole et $\log D0/r2 = 2,3$ cm2/s.

La procédure particulière de dégazage préconisé par Lovera et al. (1991) ainsi que la mesure précise de la température ont permis d'extraire les caractéristiques moyennes de diffusion de cette population $E = 38,4$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 2,3$ cm²/s (fig. IV.8) qui seront utilisées pour modéliser l'histoire thermique de l'échantillon SL9 selon la théorie des multi-domaines (Lovera et al., 1989; Harrison et al., 1991).

c) Traces de fission sur apatite

Le comptage des traces de fission spontanées et induites des apatites de l'échantillon SL9 a permis d'obtenir un âge de **31,3 ± 2,4 Ma** à partir de la mesure des traces spontanées et induites de vingt six grains (fig. IV.9 et tableau en Annexe IIIC). La faible concentration en uranium (environ 9 ppm confirmé par le dosage à l'ICP-MS pour la détermination des âges (U-Th)/He) de ces apatites (tableau en Annexe IIIC) n'a pu permettre la mesure d'un nombre suffisant de traces confinées, si bien qu'aucune modélisation thermique n'a pu être établie. L'âge de 31,3 ± 2,4 Ma ne peut donc être considéré que comme un minimum pour la traversée de l'isotherme 110° C.

d) (U-Th)/He sur apatite

Deux aliquotes d'une vingtaine de grains pour un poids de 0,49 et 0,42 mg ont donné des âges (U-Th)/He non reproductibles de 21,4 ± 1,1 Ma et 29 ± 1,5 Ma. Elles présentent un facteur de correction d'émission-alpha (Ft) de 0,81 identique correspondant à des apatites de 265 µm de long en moyenne et 140 µm de large (tableau en Annexe IIID). La première aliquote donne un âge significativement plus jeune que l'âge trace de fission tandis que la seconde fournit un âge comparable.

2.3 Interprétation

a) U-Pb sur zircon

L'âge de 295 ± 7 Ma déterminé à la sonde ionique est significativement supérieur à l'âge Rb-Sr de 282 ± 5 Ma proposé par Cocherie (1985). Plusieurs études sur les plutons hercyniens ont déjà montré une différence d'âge significative entre les méthodes U-Pb et Rb-Sr notamment pour le granite de Bassiès (Paquette et al., 1997), pour celui de Quérigut (Roberts et al., 2001) et pour celui de Mont-Louis (Romer et Soler, 1995; ce travail). Il semble donc que le massif granitique de Saint Laurent soit un nouvel exemple de ce rajeunissement des âges Rb-Sr dans les granites hercyniens des Pyrénées (Briqueu et Respaut, 1997). Les possibles causes de ce rajeunissement sont exposées dans le chapitre précédent. On peut toutefois remarquer que cet âge U-Pb sur zircon stéphanien de mise en place du granite du Saint-Laurent s'accorde assez mal avec ceux westphaliens déterminés sur les autres plutons granitiques hercyniens de ZA (Romer et Soler, 1995; Paquette et al., 1997, Roberts et al., 2001; ce travail). Ce point sera discuté après au vu des résultats ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur hornblende.

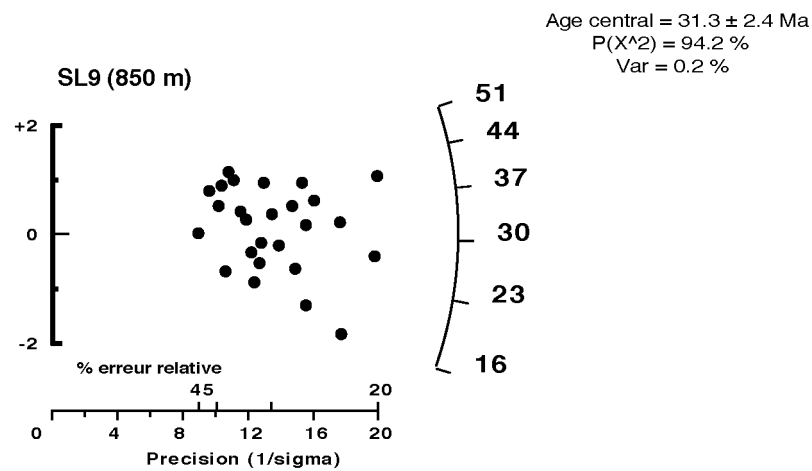


Figure IV.9 : Diagramme Radial Plot (Galbraith, 1990) représentant les données traces de fission obtenues sur les 26 grains comptés de l'échantillon SL9. L'âge central (± 2 sigma) est donné avec le chi2 et la variance correspondants. L'histogramme de distribution de longueurs de traces confinées, la longueur moyenne de ces traces et la déviation standard associée sont également donnés. n correspond au nombre de traces confinées mesurées.

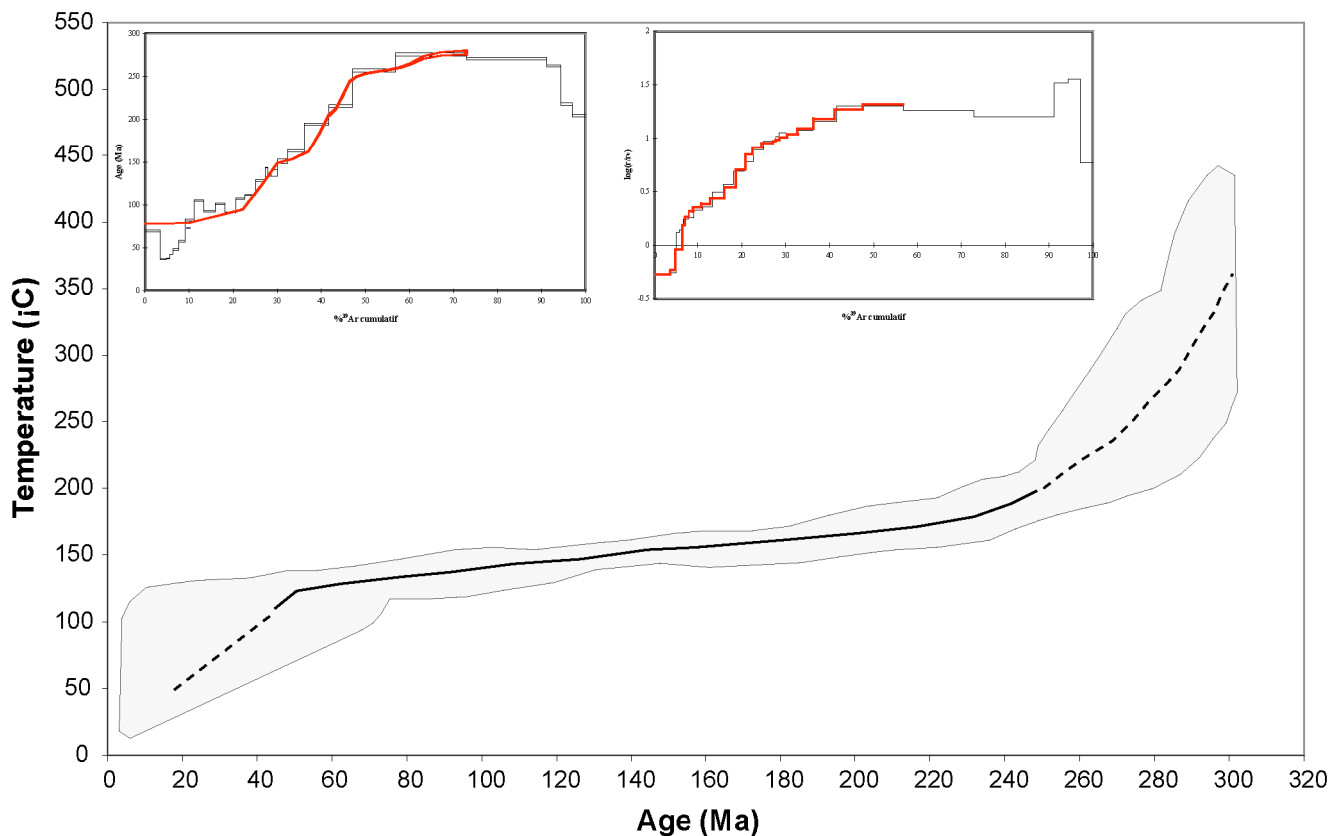


Figure IV.10 : Modélisation de l'histoire du refroidissement de l'échantillon SL9 à partir de la théorie de la diffusion multi-domaines (Lovera et al., 1989) appliquée au feldspath potassique. Le trait noir constitue le meilleur chemin T-t trouvé par le programme. Les parties en pointillés correspondent aux portions mal contraintes de cette histoire de refroidissement. La zone ombrée est l'enveloppe à 90% de confiance autour de ce meilleur trajet T-t. Le spectre d'âges théorique (?) correspondant à l'histoire de refroidissement est comparé au spectre d'âges réel en encart.

b) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

i) Hornblende

Trois hornblendes de l'échantillon SL9 fournissent des âges totaux apparemment trop vieux (≥ 310 Ma), comparés à l'âge U-Pb sur zircon et aux âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les hornblendes d'autres massifs granodioritiques (≈ 300 -303 Ma). Ces âges pourraient résulter de l'incorporation d'une petite quantité d'argon en excès dans des coeurs résorbés de pyroxène au sein des hornblendes, le pyroxène étant une phase minérale où l'excès d'argon est fréquent voire systématique (McDougall et Harrison, 1999).

L'âge intégré de $301,7 \pm 3,2$ Ma obtenu sur le seul monograin où le dégazage a pu être fractionné s'accorde parfaitement avec celui de $299,8 \pm 2,9$ Ma déterminé sur une hornblende du granite de Mont-Louis (échantillon ML1). L'ensemble des massifs granodioritiques «Supérieurs» (Autran et al., 1970) aurait donc traversé l'isotherme $550 \pm 50^\circ$ C (Dahl, 1996a) au Stéphalien inférieur. L'âge de $303,4 \pm 3,1$ Ma sur une hornblende d'une granodiorite du massif de Quérigut (échantillon QUE1) décrit dans le chapitre suivant, est en parfait accord avec cette conclusion.

Bien que cet âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende recouvre dans la marge d'erreur analytique l'âge U-Pb sur zircon déterminé précédemment à 295 ± 7 Ma, il permet cependant de poser le problème de la validité de ce dernier. En effet, celui-ci apparaît trop jeune par rapport à l'estimation de la traversée de l'isotherme $550 \pm 50^\circ$ C mais également par rapport aux autres âges U-Pb sur zircon déterminés sur les granodiorites «Supérieurs» (cf. supra). Nous sommes donc conduit à conclure que cet âge U-Pb sur zircon ne constitue qu'une limite inférieure pour l'âge de mise en place du pluton granitique du Saint-Laurent qui probablement se réalise au Westphalien comme dans le cas des autres plutons granodioritiques de la ZA. Les marges d'erreur «relativement» importantes de chacun des points analytiques traduisent sans doute une «légère» perte en plomb. La régression utilisée lors de ce travail pour le calcul d'âge ne prend pas en compte ce fait, et moyenne toutes les analyses.

ii) Biotite

L'âge de $286,1 \pm 2,2$ Ma obtenu sur la biotite de l'échantillon SL9 est considéré comme un âge de refroidissement du pluton granitique de Saint Laurent. Il est de plus cohérent avec ceux déterminés sur les autres plutons de la ZA lors de ce travail ($292,6 \pm 2,8$ Ma sur le pluton de Mont-Louis (cf. chapitre III) et $289,3 \pm 2,6$ Ma sur le pluton de Quérigut (cf. chapitre V)). Ceci tend à montrer que l'ensemble des plutons de la partie orientale de la ZA des Pyrénées a traversé l'isotherme $325 \pm 25^\circ$ C vers la limite stéphano-permienne.

Par contre, dans le même massif, la biotite d'un faciès plus basique (diorite SL8) fournit un âge Crétacé de $104,2 \pm 0,8$ Ma qui s'accorde mal avec les données précédentes. Cet âge traduit selon toute probabilité une réouverture du minéral lors des phases alpines s.l., bien qu'au microscope l'échantillon ne témoigne d'aucune déformation ou effet thermique susceptibles d'avoir engendrés une remise à zéro du système isotopique K-Ar. La principale différence entre ces deux échantillons vient de leur position respective par rapport à la faille

du Roussillon qui limite au nord le massif du Saint-Laurent (fig. IV.2). SL8 se trouve à environ un kilomètre au sud de cette faille tandis que SL9, qui provient du coeur du massif, en est beaucoup plus éloigné. L'influence des failles et des circulations fluides associées sur le comportement des systèmes isotopiques sera discutée en détail dans le chapitre suivant.

iii) Feldspath potassique

L'extraction des paramètres de diffusion d'une population de feldspaths potassiques de l'échantillon SL9 lors de son dégazage en four au laboratoire de Clermont-Ferrand (fig. IV.9) a permis d'établir un modèle d'évolution thermique pour cet échantillon (fig. IV.10).

Suite au refroidissement rapide du pluton bien caractérisé par les chronomètres de plus haute température (U-Pb sur zircon, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende et biotite) à la fin de l'hercynien, le refroidissement commence à ralentir très fortement pour devenir très faible à partir du Trias. Ce faible taux ($< 1^\circ \text{C}/\text{Ma}$) va perdurer jusqu'au début du Cénozoïque. On peut donc remarquer comme pour le pluton de Mont-Louis et probablement pour le pluton de Quérigut (échantillon V90, Albarède et al., 1978), l'absence de toute empreinte de l'événement thermique Crétacé moyen sur l'échantillon SL9 au coeur du pluton. Celui-ci est cependant visible sur des biotites telles que celles de l'échantillon SL8 en bordure du pluton près des failles bordières, comme cela a déjà été décrit pour des échantillons en bordure du massif de Millas (Monié et al., 1994). À $\approx 48 \text{ Ma}$, le refroidissement s'accélère vraisemblablement en relation avec le début de l'activité des chevauchements pyrénéens dans l'est de la ZA. La datation des premiers effets de ces chevauchements est cohérente avec celles obtenues sur la granite de Mont-Louis (chapitre III) et celles obtenues dans les Pyrénées Centrales (Fitzgerald et al., 1999). Si une rupture de pente dans la courbe de refroidissement semble évidente, la vitesse de refroidissement en question est difficile à estimer car elle résulte de la modélisation des domaines de taille la plus faible dont la cinétique de diffusion est plus difficile à caractériser. Donc dans le but de mieux appréhender cette histoire Cénozoïque du granite du Saint-Laurent, la courbe de refroidissement a été complétée par des analyses traces de fission et (U-Th)/He sur apatite.

c) Traces de fission et (U-Th)/He sur apatite

Le faible dénivelé du massif granitique de Saint-Laurent ne permettant pas d'établir comme pour les massifs du Canigou et de Mont-Louis de profil vertical, l'exhumation du massif n'a pu être caractérisée avec précision. L'âge trace de fission de $31,3 \pm 2,4 \text{ Ma}$ ne constitue qu'un âge minimum pour la traversée de l'isotherme 110°C correspondant à la fermeture du système. On peut tout de même remarquer qu'il est similaire aux âges traces de fission déterminés sur le granite de Mont-Louis. L'exhumation responsable de la traversée de l'isotherme 110°C par le granite de Saint-Laurent serait donc synchrone de celle enregistrée sur le pluton de Mont-Louis dont les origines tectoniques sont discutées au chapitre III. Deux âges (U-Th)/He très différents ne nous permettent pas de mieux caractériser le refroidissement de l'échantillon SL9. L'âge (U-Th)/He de $29 \pm 1,5 \text{ Ma}$ parfaitement similaire à celui déterminé sur l'échantillon ML1 nous montrerait un refroidissement rapide. Il constitue

cependant l'âge le plus vieux, possiblement affecté par des inclusions de zircon et des problèmes de sur-correction d'émission alpha. Ces phénomènes pourraient être amplifiés du fait de la faible concentration en uranium et thorium de ces apatites. L'âge (U-Th)/He de $21,4 \pm 1,1$ Ma obtenu sur l'autre aliquote de l'échantillon SL9 montrerait un refroidissement beaucoup plus lent. Ces deux thermochronomètres de « basses » température nous indiquent donc que la période de refroidissement, qui débute vers 48 Ma comme le met en évidence la modélisation du spectre d'âge des feldspaths potassiques, se poursuit jusqu'à la fin de l'Eocène et durant une partie de l'Oligocène à un taux qu'il nous est difficile de quantifier.

2.4 Courbe de refroidissement (T-t)

Les différentes données présentées ci-dessus permettent d'établir la courbe de refroidissement de l'échantillon SL9 (fig. IV.11).

Suite à la mise en place du granite de Saint-Laurent lors des phases tardives de déformation hercynienne (Autran et Guitard, 1969), que l'on peut situer au minimum à 295 ± 7 Ma (âge U-Pb sur zircon) mais vraisemblablement avant comme le laisse à penser l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende de $301,7 \pm 3,2$ Ma, le pluton subit un fort refroidissement à un taux supérieur à $30^\circ \text{C}/\text{Ma}$. Le pluton traverse l'isotherme $325 \pm 25^\circ \text{C}$ vers la limite stéphanopérienne comme pour les autres plutons orientaux de la ZA. Le modèle thermique obtenu à partir des feldspaths potassiques indique que ce fort refroidissement prévaut durant tout le Permien et commence à diminuer au Trias. Une longue période allant du Trias jusqu'à l'Eocène inférieur est marquée par un taux de refroidissement inférieur à $1^\circ \text{C}/\text{Ma}$ sans aucune influence d'un quelconque événement Crétacé moyen. Celui-ci se manifeste tout de même dans les zones de failles ainsi qu'à leur proximité comme en atteste la remise à zéro totale du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des biotites de l'échantillon SL8. Un rôle « direct » de la faille en relation avec des circulations de fluide ou la perturbations des isothermes à sa proximité ou un rôle « indirect » permettant la remontée, à son mur, de roches plus profondes, donc potentiellement plus affectées par l'événement thermique Crétacé moyen alors qu'au coeur du massif cette exhumation est plus faible voire nulle peut être évoqué. Ce point sera traité en détail dans le chapitre suivant (cf. chapitre V). La modélisation thermique du spectre d'âges des feldspaths potassiques de l'échantillon SL9 montre une accélération du taux de refroidissement vers 48 Ma. La faible définition du modèle thermique ainsi que le fait de ne pouvoir dater avec précision la traversée des isothermes 110°C et 70°C (pas de modèle thermique associé à l'âge traces de fission, pas de coupe altitudinale permettant d'estimer la position des paléo-isothermes, manque de précision dans l'âge (U-Th)/He où deux aliquotes donnent des âges différents) empêchent une quantification précise de ce refroidissement. Celui-ci qui commence donc au début du Lutétien (≈ 48 Ma) et se poursuit vraisemblablement jusqu'à l'Oligocène.

La courbe de refroidissement du pluton de Saint Laurent montre une très forte ressemblance avec celle obtenue sur le granite de Mont-Louis. Le taux de refroidissement élevé faisant suite à la mise en place du pluton dans un encaissant métasédimentaire « froid »

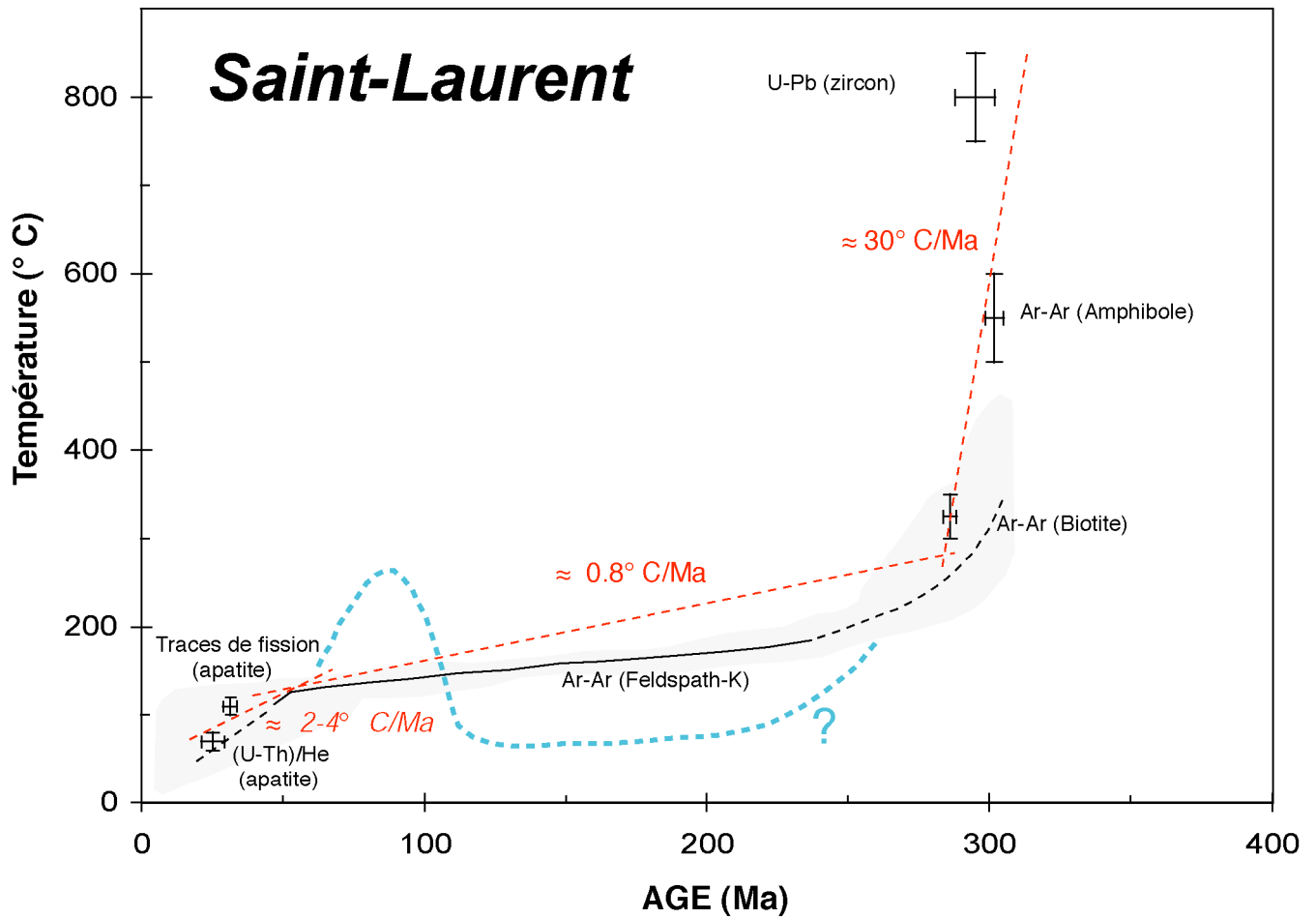


Figure IV.11 : Histoire du refroidissement de l'échantillon SL9 déterminée à partir de la géochronologie multi-méthodes. Les droites en pointillés représentent les différentes périodes de refroidissement mises en évidence. Les taux de refroidissement correspondant à ces différentes périodes sont spécifiés. La courbe en pointillés gras représente une évolution thermique possible non mise en évidence par la modélisation thermique du spectre d'âges du feldspath potassique (voir discussion dans le texte).

est certainement conditionné par sa forme stratoïde ainsi que par les phénomènes d'exhumation accompagnant l'érosion de la chaîne hercynienne des Pyrénées. Ce fort refroidissement effectif durant tout le Permien diminue progressivement pour devenir extrêmement faible à partir du Trias durant lequel les processus extensifs fini à post orogéniques prennent fin. Une longue période marquée par un taux de refroidissement très faible commence et va perdurer jusqu'à l'Eocène inférieur. Comme pour le granite de Mont-Louis, il n'apparaît aucune trace d'un quelconque événement Crétacé moyen. L'accélération du refroidissement vers 48 Ma est le résultat d'une importante phase d'exhumation contemporaine de l'activité des chevauchements pyrénéens. Cet âge Eocène inférieur pour le début des chevauchements dans la ZA est à rapprocher de ceux à environ 60 et 50 Ma déterminés respectivement sur le granite de Mont-Louis (cf. chapitre III) et dans les Pyrénées Centrales (Fitzgerald et al., 1999). Une grande partie de l'exhumation du massif semble donc se réaliser lors de l'événement compressif pyrénéen. Il n'apparaît pas de forte exhumation durant l'Oligocène que l'on pourrait rattacher à l'ouverture du Golfe du Lion. Cette conclusion peut paraître surprenante du fait de la position du massif de Saint-Laurent au mur de la faille du Roussillon dont on verra plus loin le rôle dans l'exhumation du massif des Albères. Toutefois, l'échantillon SL9 se trouve à une dizaine de kilomètre au sud de la faille et il est probable que même si celle-ci a conduit à une importante exhumation des roches se trouvant à sa périphérie comme SL8, les roches au coeur du pluton n'ont que très peu subie cette exhumation (Ehlers et Farley, 2002). Il n'y a donc pas d'enregistrement de la phase extensive oligo-miocène au coeur du pluton de Saint-Laurent et ceci permet la préservation de l'enregistrement thermochronologique de la phase compressive pyrénéenne.

3. Le massif gneissique des Albères

3.1 Présentation du massif

Le massif des Albères (fig. IV.12) se compose d'un socle gneissique sur lequel repose en discordance cartographique une série paléozoïque inférieur métasédimentaire (Autran et al., 1966). L'ensemble de ces terrains a été structuré à l'Hercynien et métamorphisé à des degrés variables. Certains ont été intrudés tardivement par nombre de granitoïdes dont le complexe du Saint-Laurent-La Junquera constitue le stock le plus important.

Le noyau gneissique, souvent migmatitique, représente l'unité métamorphique la plus profonde, entièrement catazonale. Il se décompose en une série orthodérivée représentée par des gneiss oeillés similaires à ceux du Canigou (Autran et al., 1970) et une série paradérivée très hétérogène, dérivant de matériaux alumineux riche en plagioclase, où la sillimanite et la cordiérite sont fréquentes. Des occurrences de disthène, probablement formé lors d'un stade tardif de moyenne pression, ont également été mises en évidence (Autran et Guitard, 1970; Guitard et al., 1996). La couverture métasédimentaire qui repose en discordance cartographique sur les orthogneiss et les paragneiss du socle (Autran et al., 1966) est principalement constituée de schistes et micaschistes cambro-ordoviciens (Laumonier et

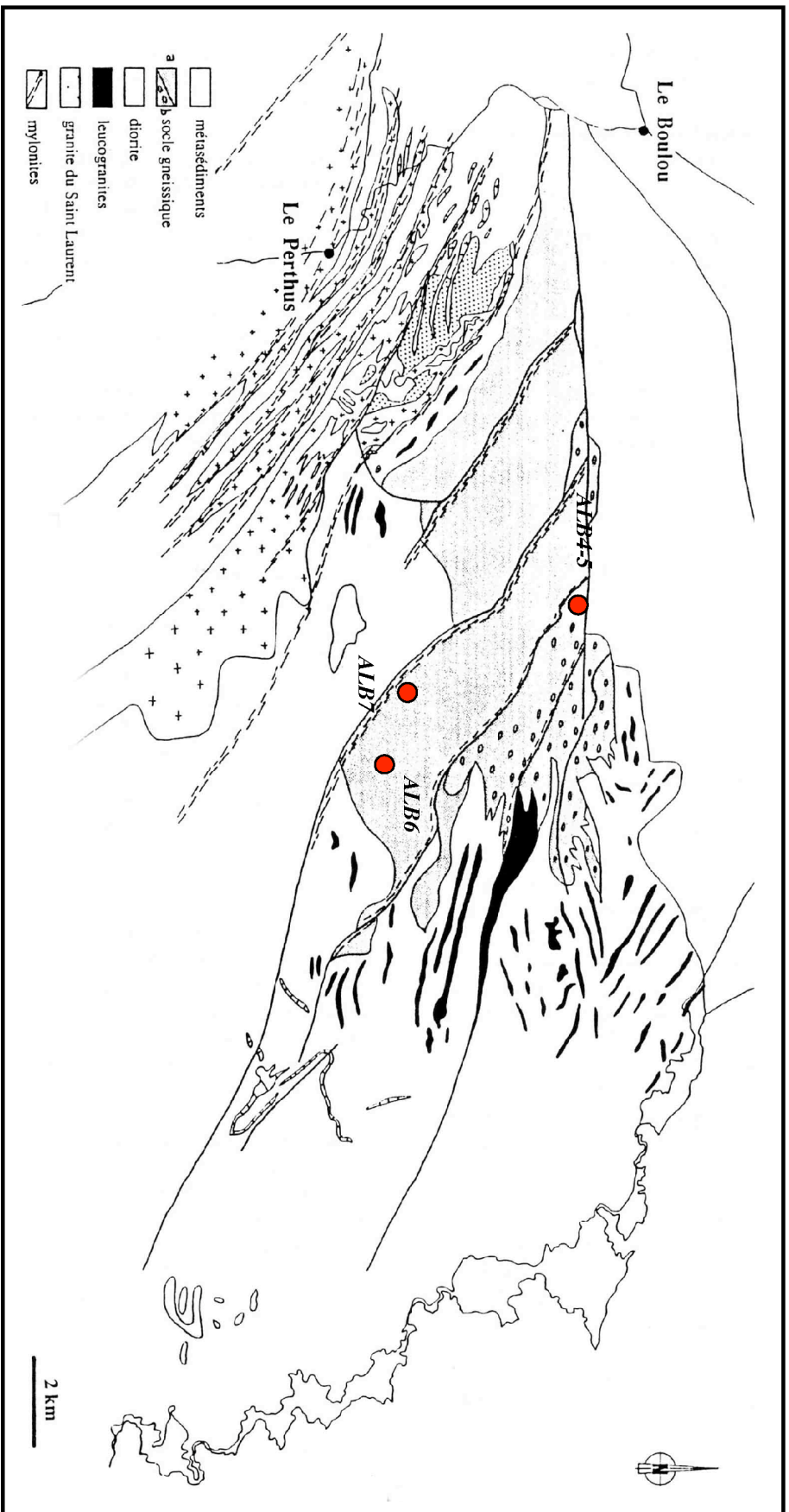


Figure IV.12 : Carte géologique simplifiée du massif des Albères (d'après Soliva, 1992).

Guitard, 1986 □ Laumonier, 1988). Ils sont affectés par un métamorphisme allant de l'épizone jusqu'aux zones à biotite, cordiérite, andalousite, sillimanite-muscovite et sillimanite-feldspath potassique dans les parties les plus profondes. Ils sont riches en exsudats de quartz et souvent migmatitiques dans les parties catazonales. De nombreux filons de pegmatites et de leucogranites alumineux syn-métamorphiques injectent la partie orientale du massif. De plus de nombreux corps de granitoïdes intrudent l'ensemble du massif sous la forme de filons granitiques peu épais (Autran et al., 1970) et sous la forme de grand stock comme le pluton de Saint-Laurent de Cerdans–La Junquera dans la partie sud-ouest du massif (cf. ci-dessus).

En termes de structures, le massif des Albères se présente comme un demi dôme allongé Est-Ouest sur 25 km et tronqué au Nord par la faille E-W du Tech qui effondre le bassin néogène du Roussillon. Selon Soliva (1992) la déformation majeure hercynienne serait caractérisée par une épaisse zone de cisaillement ductile en décrochement dextre et le massif pourrait constituer une zone d'enracinement des nappes du Canigou.

Des données sismiques conduisent Mauffret et al. (2001) à attribuer un âge fini miocène–pliocène précoce à l'uplift final du massif (Calvet, 1996). Mais peu d'arguments permettent de caractériser l'histoire hercynienne et alpine s.l. du massif. Pour cela, une étude thermochronologique a été menée sur quatre échantillons du massif situés à des altitudes différentes (fig. IV.12). ALB4 (145 mètres, Pont de la Rasclose à l'entrée de la Vallée Heureuse) et ALB6 (1175 mètres, Pic des Pradets) sont des filons de leucogranites où il a été facile d'extraire des concentrés de feldspaths potassiques pour la mise en oeuvre de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. ALB5 (150 mètres, Pont de la Rasclose à l'entrée de la Vallée Heureuse) est un orthogneiss oeilé type Canigou et ALB7 (920 mètres, Fontaine de l'Orry) est un granite de composition calco-alkaline. Ces deux derniers échantillons ont été utilisés pour leur «richesse» en apatites permettant la mise oeuvre des méthodes traces de fission et (U-Th)/He.

3.2 Présentation des résultats thermochronologiques □

a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique □ tableaux en Annexe IIIB

Les feldspaths de deux échantillons ont été analysés par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ □

Le dégazage progressif des feldspaths potassiques de l'échantillon ALB6 (1175 Mètres) donne un spectre de forme concave assez caractéristique de ce genre de minéraux (McDougall et Harrison, 1999). Les premiers paliers de température, ne représentant que 3% de l' ^{39}Ar dégazé, fournissent des âges fortement en excès liés à des rapports Cl/K et K/Ca bien plus élevés que pour le reste du spectre où ils sont constants. À partir du palier réalisé à 950° C, les âges diminuent rapidement depuis $91,9 \pm 1,1$ Ma jusqu'à un palier à $36 \pm 0,6$ Ma pour une température de 1150° C (fig. IV.13). Ensuite, les âges augmentent assez brusquement pour aboutir à une valeur de $151,4 \pm 0,8$ Ma en fin de dégazage. Les caractéristiques moyennes de diffusion de cette population de feldspath potassique sont $E = 65$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 5,3$ cm²/s (fig. IV.14). Ces valeurs quelque peu surprenantes pour des feldspaths potassiques (Lovera et al., 1991) ainsi que le fait que la plus grande partie du dégazage

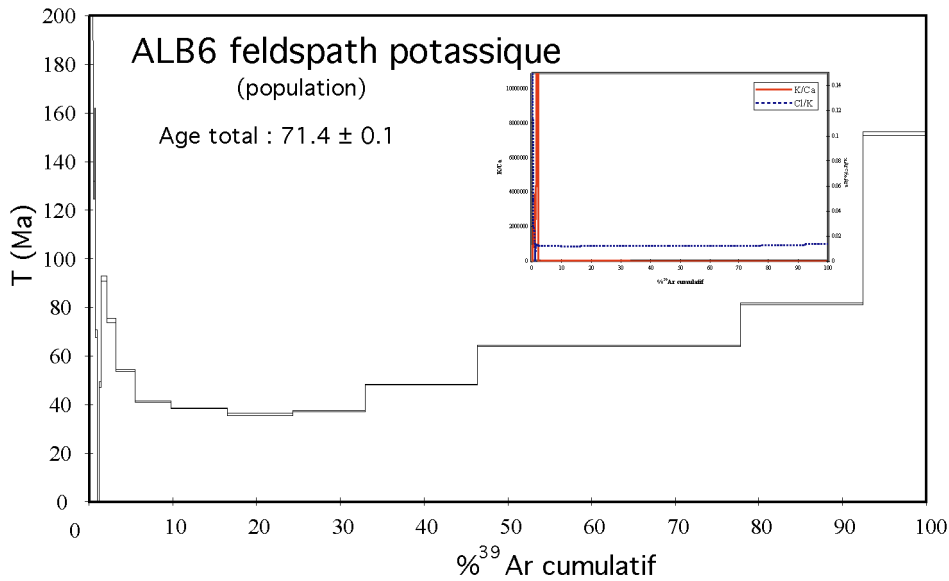


Figure IV.14 : Diagramme d'Arrhénius de la population de feldspath potassique de l'échantillon ALB6 dont le spectre d'âges est présenté sur la figure IV.13. La procédure de chauffage adoptée est donnée en encart. Les paramètres de diffusion, très différents de ceux habituellement rencontré pour ce type de minéral (Lovera et al., 1991), sont $E = 65$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 5,33$ cm²/s.

Figure IV.13 : Spectre d'âges d'une population de feldspath potassique de l'échantillon ALB6. Il montre une forme convexe où après un début de dégazage affecté par de l'excès d'argon les âges diminuent jusqu'à $36 \pm 0,6$ Ma avant de remonter rapidement jusqu'à $151,4 \pm 0,8$ Ma. L'évolution des rapports K/Ca et Cl/K est présentée en encart.

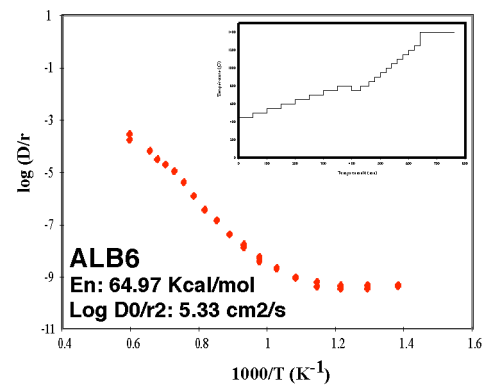


Figure IV.15 : Spectre d'âges d'une population de feldspath potassique de l'échantillon ALB4. La première partie (jusqu'à environ 60% de l'³⁹Ar total) du spectre montre une augmentation régulière des âges depuis $29,3 \pm 1,1$ Ma jusqu'à $101,7 \pm 1,7$ Ma. La deuxième partie du spectre est beaucoup plus perturbée. L'évolution des rapports K/Ca et Cl/K est présentée en encart.

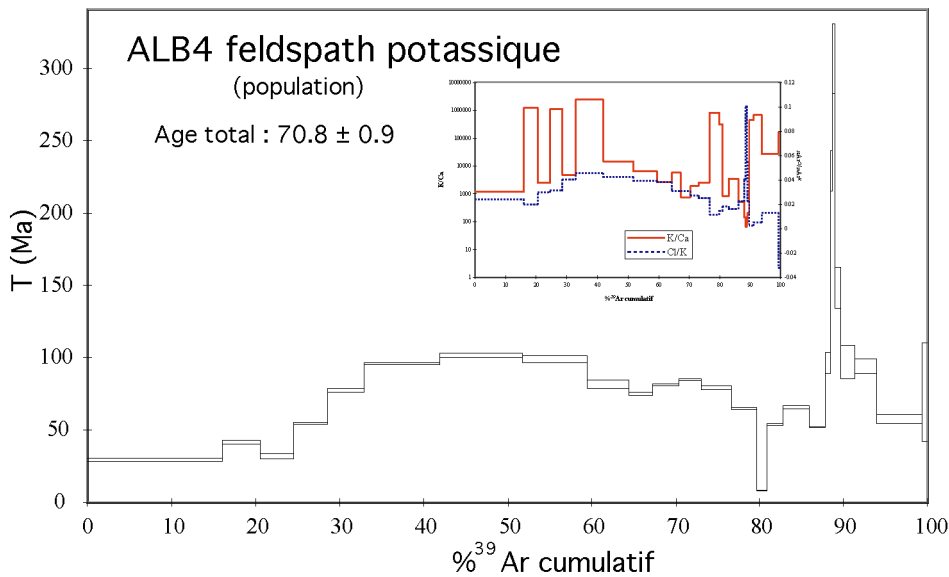
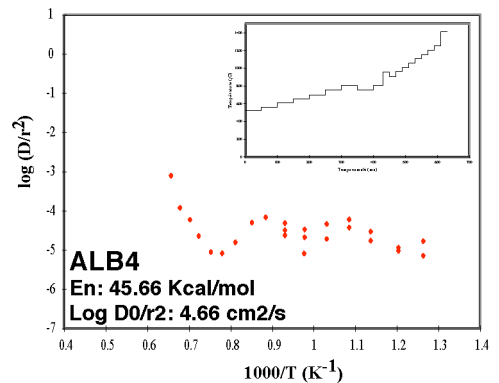


Figure IV.16 : Diagramme d'Arrhénius de la population de feldspath potassique de l'échantillon ALB4 dont le spectre d'âges est présenté sur la figure IV.15. La procédure de chauffage adoptée est donnée en encart. On distingue bien dans ce diagramme un comportement inhabituel pour des feldspaths potassiques avec notamment une très forte pente (impliquant une très forte énergie d'activation) des sites dégazés à haute température.



s'effectue au-dessus de 1150° C (point de fusion incongruente du feldspath potassique) font qu'il n'a pas été possible d'établir de modèle thermique pour cet échantillon.

Le dégazage progressif des feldspaths potassiques de l'échantillon ALB4 (145 mètres) donne un spectre très chaotique quelque peu différent de celui de l'échantillon ALB6 (fig. IV.15). Il semble être influencé par deux « entités » différentes facilement discernables dans le diagramme d'Arrhénius où les points représentatifs de la deuxième partie du spectre d'âge, donc dégazé à haute température, s'alignent sur une droite de pente très élevée impliquant une très forte rétentivité (fig. IV.16). La première partie du spectre, de 0 à 60% de ³⁹Ar dégazé, se comporte comme un feldspath potassique classique avec une augmentation des âges depuis $29,3 \pm 1,1$ Ma jusqu'à $101,7 \pm 1,7$ Ma. Par contre la deuxième partie du spectre est beaucoup plus cahotique et semble liée à une énergie d'activation très élevée non représentative des feldspaths potassiques. Les faibles teneurs en calcium font que l'évolution très chaotique des rapports K/Ca n'est pas significative. Par contre on peut noter que l'évolution du rapport Cl/K imite parfaitement l'évolution des âges. Les caractéristiques de cette population de feldspath potassique, peu communes pour ce type de minéral (Lovera et al. 1991), nous empêchent de la considérer dans le but d'effectuer une modélisation de son histoire thermique.

b) Traces de fission sur apatite

Deux échantillons du massif des Albères ont été choisis, essentiellement de par la quantité disponible de cristaux d'apatites, pour mener une étude traces de fission et (U-Th)/He. Les échantillons ALB7 (920 mètres) et ALB5 (150 mètres) donnent des âges traces de fission sur apatites respectivement de **$19,6 \pm 2,3$ Ma** (20 grains comptés) et **$18,8 \pm 1,5$ Ma** (14 grains comptés) (fig. IV.17 et tableau en Annexe IIIC). En raison des âges jeunes de ces échantillons et de la faible concentration d'uranium dans les apatites de l'échantillon ALB7, peu de longueurs de traces confinées ont pu être mesurées. Il apparaît tout de même que celles-ci sont relativement « longues », $13,74 \pm 0,34$ μm pour ALB7 (douze traces confinées mesurées) et $14,22 \pm 0,47$ μm pour ALB5 (onze traces confinées mesurées) et que les déviations standard associées sont faibles (1,18 pour ALB7 et 1,56 pour ALB5). Ces différentes mesures ont été assemblées dans un histogramme de distribution des longueurs de traces confinées unique (fig. IV.17).

c) (U-Th)/He sur apatite

Des âges (U-Th)/He sur apatites ont été obtenus sur les mêmes échantillons que ceux datés par la méthode des traces de fission (tableau en Annexe IIID). Deux aliquotes, d'une vingtaine de grains pour des poids de 0,48 et 0,69 mg, de l'échantillon ALB7 donnent des âges de $22,5 \pm 1,1$ Ma et $23,1 \pm 1,2$ Ma parfaitement reproductibles. Deux aliquotes, d'une quinzaine de grains pour des poids de 0,3 et 0,53 mg, de l'échantillon ALB5 donnent quant à elles des âges de $11 \pm 0,6$ Ma et $12 \pm 0,6$ Ma également reproductibles. La taille relativement élevée des cristaux d'apatite extraits de ces roches a conduit à la détermination des facteurs Ft de correction d'émission-alpha les plus faibles de cette étude. Ils sont compris entre 0,82 pour

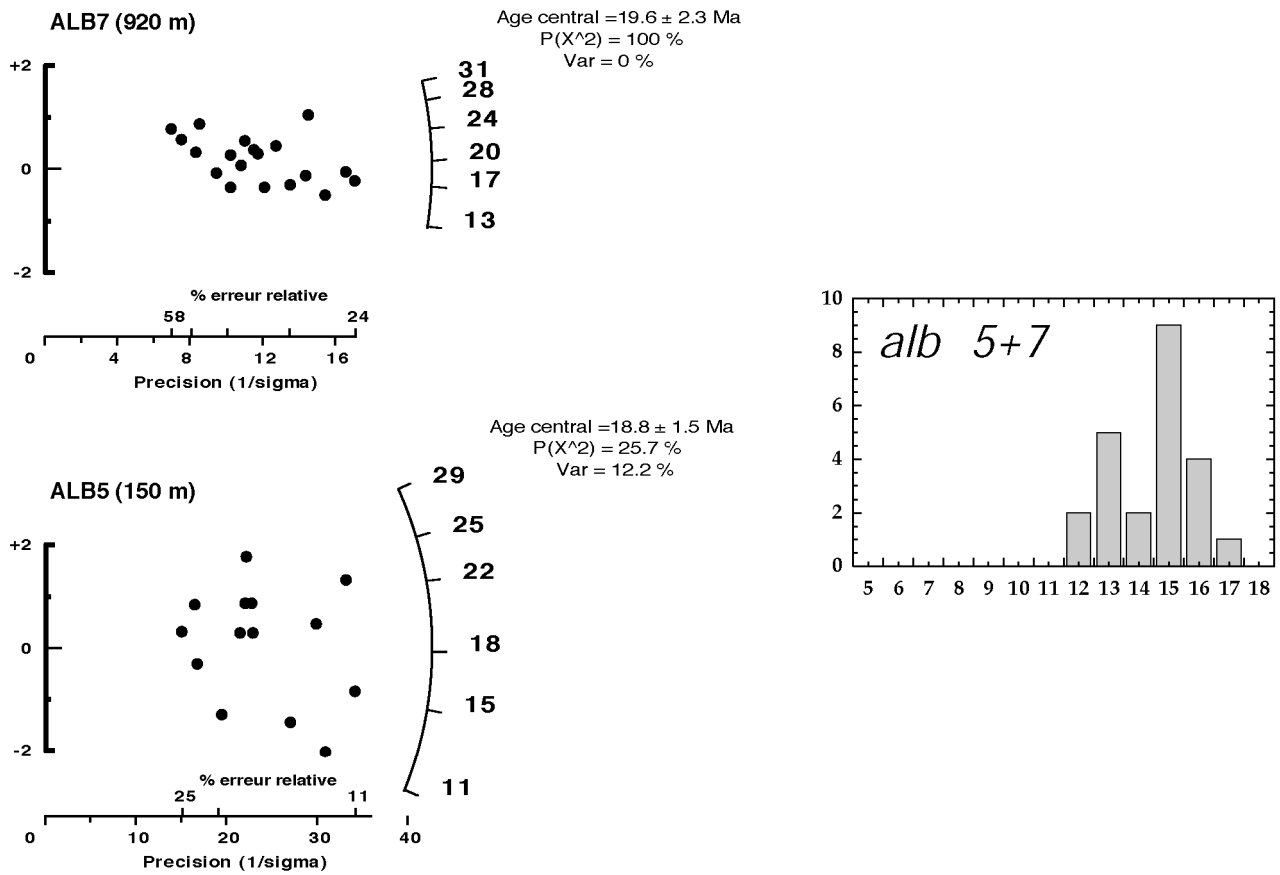


Figure IV.17 : Diagramme Radial Plot (Galbraith, 1990) représentant les données traces de fission obtenues sur les différents grains comptés des échantillons ALB7 et ALB5. Les âges centraux (± 2 sigma) sont donnés avec le chi2 et la variance correspondants. La longueur moyenne des traces confinées et la déviation standard associée sont données pour chacun des deux échantillons. n correspond aux nombres de traces mesurées. Celui-ci étant faible, un histogramme de distribution de longueurs de traces confinées combinant celles des deux échantillons est présenté.

la première aliquote de l'échantillon ALB7 (apatite de 280 μm de long en moyenne et 155 μm de large) et 0,89 pour la deuxième aliquote de l'échantillon ALB5 (apatite de 380 μm de long en moyenne et 265 μm de large). La bonne reproductibilité des deux aliquotes pour chacun des échantillons ainsi que leur taille élevée impliquant des corrections d'émission-alpha peu importante, nous amènent à considérer ces âges comme significatif.

3.3 Interprétation

a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique

Dans les deux spectres, les âges minimums à 30-35 Ma (pseudo-plateau apparent nécessitant une fermeture rapide du système chronométrique) indiquent une augmentation importante du refroidissement à cette époque faisant suite à une longue période de stabilité tectonique (augmentation rapide des âges dans les spectres d'âges traduisant une diffusion très faible lors d'une période de stabilité thermique). La forte augmentation du refroidissement à l'Oligocène inférieur n'est pas sans rappeler celle mise en évidence au niveau du Canigou. La petite différence d'environ 5 Ma existant entre le début du refroidissement enregistré au niveau du massif du Canigou et de celui des Albères pourrait être significative d'une activité tectonique plus précoce pour l'événement extensif oligocène dans la partie la plus orientale de la chaîne. Comme pour le massif du Canigou, les chevauchements pyrénéens ne semblent pas influencer le refroidissement du massif des Albères (au contraire des massifs granitiques de Mont-Louis et de Saint-Laurent). Les causes de ce comportement restent à déterminer.

Une autre différence significative concernant l'évolution thermique contrastée des massifs gneissiques et granitiques est l'absence totale d'âge hercynien sur les feldspaths potassiques du massif des Albères (par opposition à ceux de Saint-Laurent qui donnent de tels âges). Aucune analyse de mica n'a été effectuée sur les Albères. De telles analyses seraient indispensables pour confirmer la similarité entre les histoires de refroidissement de ces massifs gneissiques. Au vu de cette absence d'âge hercynien, il semble soit que le massif des Albères ait subi un fort événement au Crétacé moyen susceptible de remettre à zéro les différents systèmes isotopiques et particulièrement le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique et sur mica (échantillon SL8, massif du Canigou, chapitre V) soit qu'avant cette période, il soit resté sous les isothermes où les horloges isotopiques commencent à se déclencher. La coïncidence de l'âge de la traversée de l'isotherme 300-350° C (température de rétention de la biotite et des grands domaines des fK) avec celui du métamorphisme HT affectant les bassins Nord-Pyrénéens (Golberg et Maluski, 1988) mais également les zones de cisaillement (Costa et Maluski, 1988; Monié et al., 1994; Soliva et al., 1993; ce travail) serait dans ce cas fortuite.

b) Traces de fission sur apatite

La similarité des âges ($19,6 \pm 2,3$ et $18,8 \pm 1,5$ Ma) obtenus sur des apatites pourtant prélevées à des altitudes variables (près de 800 mètres de différence) ainsi que les paramètres

de longueurs de traces confinées indiquant un niveau de cicatrisation relativement faible (longueur moyenne $> 13,5 \mu\text{m}$ et déviation standard $< 1,6$) s'accordent avec une exhumation rapide des séries des Albères. Du fait de la présence de seulement deux analyses, aucune mesure précise de taux d'exhumation n'a pu être effectuée.

Etant donnée leur position relative similaire proche du mur des grandes failles extensives de l'est des Pyrénées (Têt et Roussillon), les âges traces de fission des massif du Canigou et des Albères ont été reportés en fonction de l'altitude des échantillons sur la même coupe altitudinale. La bonne corrélation observée précédemment (cf. chapitre III) se poursuit vers les basses altitudes (fig. IV.18). Ceci tend à montrer que l'exhumation du massif des Albères résulte du même épisode tectonique que celui du massif du Canigou. Ces deux nouveaux points nous donnent un taux d'exhumation global applicable aux deux massifs de $0,28 \pm 0,06 \text{ mm/an}$. Il est parfaitement identique à celui de $0,29 \pm 0,07 \text{ mm/an}$ déterminé uniquement sur la coupe du Canigou (cf. chapitre III et Annexe I), ce qui conforte l'hypothèse d'un processus d'exhumation similaire pour le Canigou et les Albères. Le niveau d'érosion plus important atteint dans les Albères permet l'apparition des structures hercyniennes les plus profondes de la ZA. Cette érosion a effacé les parties supérieures du massif où auraient dû apparaître des âges Oligocènes, comme sur la coupe du Canigou.

c) (U-Th)/He sur apatite □

On constate une importante diminution de l'âge avec l'altitude qui n'avait pas été mise en évidence par la méthode des traces de fission. Les âges (U-Th)/He de 22-23 Ma obtenus sur les apatites de l'échantillon ALB7 sont comparables à celui obtenu par la méthode des traces de fission à $19,6 \pm 2,3 \text{ Ma}$, et traduisent une traversée rapide des isothermes 110° C et 70° C à un taux d'exhumation nettement supérieur à celui de $0,2-0,3 \text{ mm/an}$ déterminé à partir des corrélations âge vs. altitude (cf. supra). Comme pour le massif du Canigou, le taux d'exhumation déduit du profil altitudinal ne semble constituer qu'une valeur minimale. En ce qui concerne l'échantillon ALB5, une différence significative, cohérente avec la rétentivité respective des deux systèmes, existe entre les résultats donnés par les deux méthodes ($18,8 \pm 1,5 \text{ Ma}$ en traces de fission et 11-12 Ma en (U-Th)/He). Placés sur une coupe altitudinale prolongeant celle des échantillons analysés sur le massif du Canigou (chapitre III), les âges (U-Th)/He à 22-23 Ma de l'échantillon ALB7 se corrèlent assez bien (fig. IV.18). Par contre, les âges (U-Th)/He à 11-12 Ma de l'échantillon ALB5 qui paraissent difficilement corrélables avec la partie supérieure de la coupe altitudinale, impliquent un changement drastique dans le taux d'exhumation qui doit diminuer fortement entre 18-19 Ma (âge traces de fission les plus jeunes) et 11 Ma. Ceci s'accorde avec les conclusions proposées pour le massif du Canigou qui indiquaient un arrêt ou un fort ralentissement de l'exhumation pour expliquer les quantités d'exhumation totale (cf. chapitre III). Postérieurement à 18 Ma, l'exhumation doit donc fortement ralentir. Tous les échantillons sont à ce moment-là situés au-dessus de la ZCP des traces de fission, c'est à dire au dessus de l'isotherme 60° C (Green et al., 1986, 1989). Il n'en est pas de même pour la situation relative des échantillons par rapport à la ZRP de l'hélium. Ainsi, il semble que l'échantillon ALB5 y ait séjourné suffisamment longtemps pour voir ses

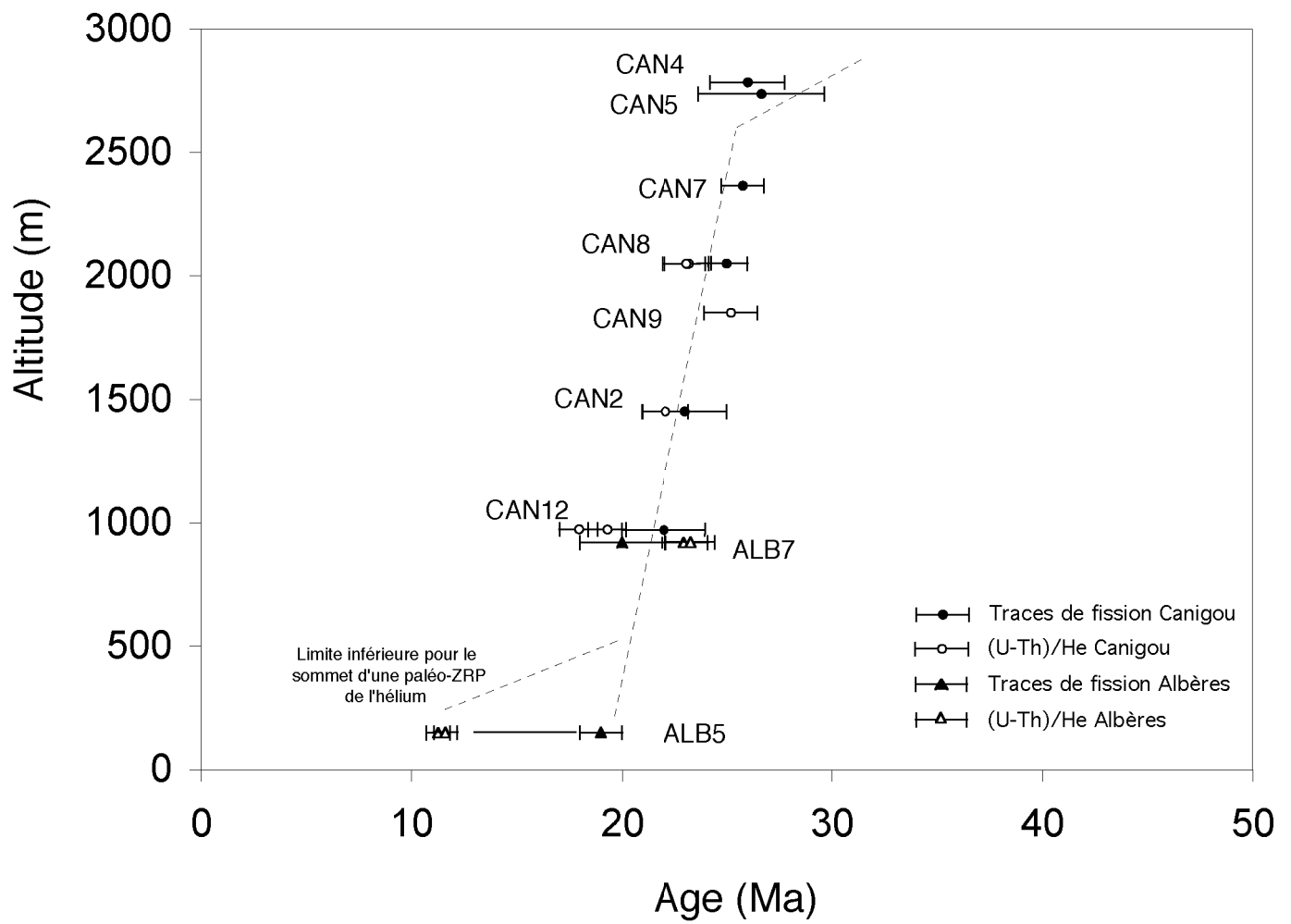


Figure V.18 : Diagramme synthétique représentant les données traces de fission et (U-Th)/He sur les massifs du Canigou et des Albères reportées en fonction de l'altitude des échantillons.

âges (U-Th)/He rajeunis. Cet échantillon est donc resté entre les isothermes 60° C (limite supérieure de la ZCP des traces) et 40-45° C (limite supérieure de la ZRP de l'hélium (Wolf et al., 1998; Stöckli et al., 2000; Pik et al., 2003b)) durant une période allant de 18 Ma à 11-12 Ma au minimum.

3.4 Courbe de refroidissement (T-t)

À partir des différentes données présentées ci-dessus, il est possible de définir une trajectoire de refroidissement pour les roches du massif gneissiques des Albères.

Considérant ce qui a été décrit pour le massif du Canigou (cf. chapitre III), on peut conclure à la présence d'un événement thermique de relativement forte intensité au Crétacé moyen responsable de la remise à zéro du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des feldspaths potassiques du massif des Albères. Aucune donnée $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas n'est disponible sur ce massif. De telles données seraient nécessaires pour confirmer que les âges crétacés moyens des sites les plus rétentifs des feldspaths potassiques sont dûs à l'intervention d'une crise thermique et non pas à une très lente surrection où la traversée de l'isotherme 300° C se réalise au Crétacé moyen.

Une nette accélération du taux de refroidissement s'opère vers 30-35 Ma. Celle-ci est contemporaine du fonctionnement des premières failles normales à l'origine de la formation du Golfe du Lion. Donc, comme pour les gneiss du massif du Canigou, l'exhumation des gneiss du massif des Albères est probablement contrôlée par le fonctionnement de failles normales (Roussillon pour les Albères) lors du rifting ouest-méditerranéen oligo-miocène. Aucune trace d'un refroidissement en relation avec les chevauchements pyrénéens n'a été décelée. Comme pour le massif du Canigou, on peut évoquer l'hypothèse d'une position structurale du massif des Albères trop « basse » lors du déclenchement de ces chevauchements.

4. Comparaison des courbes T-t des massifs de St-Laurent et des Albères : Evaluation du rôle des failles sur leur exhumation

L'histoire thermique suivie par le granite de Saint Laurent semble très proche de celle du granite de Mont-Louis tandis que celle du massif gneissique des Albères s'accorde avec celle du Canigou (fig. IV.19).

En ce qui concerne le granite de Saint-Laurent, l'accélération de l'exhumation après la longue période de stabilité tectonique commencée à la fin des temps hercyniens prend fin vers 48 Ma. Comme déjà envisagé pour le massif du Canigou, il est probable que les échantillons ne se trouvaient pas, au moment de l'épisode thermique Crétacé moyen, en position de fermeture du thermochronomère $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique. L'âge de brusque

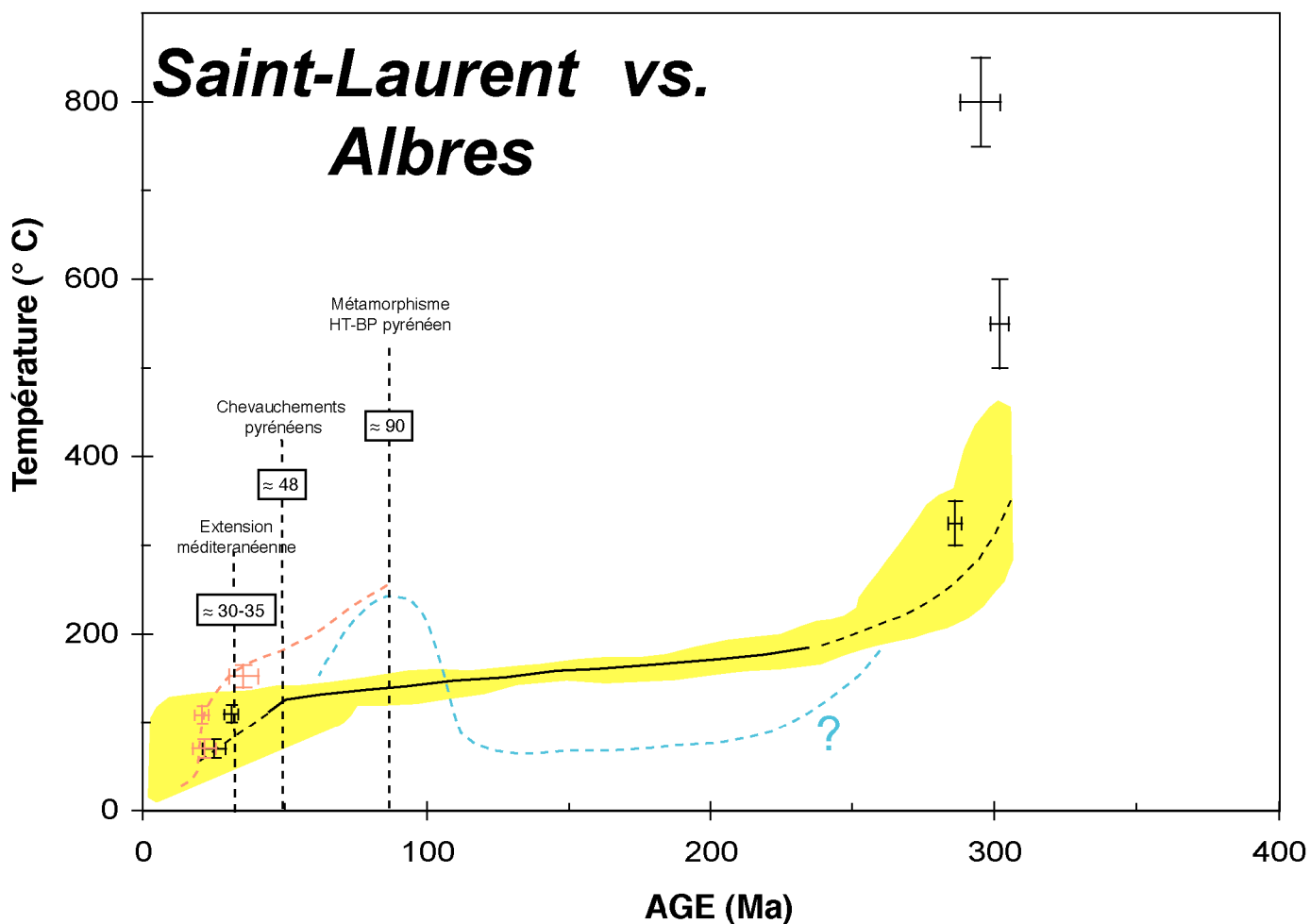


Figure IV.19 : Superposition des histoires de refroidissement des massifs de Saint-Laurent (cf. fig. IV.11) et des Albères montrant une nette différence comme entre ceux de Mont-Louis et du Canigou (cf. fig. III.36). Les croix représentent les données obtenues sur le massif de Saint-Laurent, les carrés celles sur le massif des Albères. La zone en gris foncé correspond à l'histoire thermique déduite de la modélisation du spectre d'âges des feldspaths potassiques du massif de Saint-Laurent. La courbe en pointillé gris clair symbolise l'histoire thermique du massif des Albères déduite des spectres d'âges des feldspaths potassiques. Les épisodes thermo-tectoniques sont représentés.

accélération du refroidissement, à ≈ 48 Ma, contemporain du fonctionnement des chevauchements pyrénéens est significativement plus jeune que celui obtenu par la modélisation du spectre d'âge des feldspaths potassiques du granite de Mont-Louis (≈ 60 Ma). On peut tout de même remarquer que la modélisation thermique de l'échantillon SL9 est entachée d'une forte marge d'erreur pour ces basses températures dûe en partie au très faible volume de gaz que représentent ces paliers.

Au contraire, le massif gneissique des Albères comme celui du Canigou, semble avoir été affecté par un événement thermique intense au Crétacé moyen, responsable de la remise à zéro complète du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des feldspaths potassiques. Il serait nécessaire de vérifier cette hypothèse en analysant des biotites par la même méthode. En effet, si les conditions de température ont été suffisantes pour la remise à zéro des feldspaths potassiques, les biotites doivent être soit remise à zéro ou au moins fortement perturbées comme c'est le cas pour le massif du Canigou mais également pour le massif de l'Aston et dans une moindre mesure celui de l'Hospitalet (cf. chapitre suivant). La suite de l'histoire thermique du massif des Albères semble similaire à celle du massif du Canigou. Tout d'abord, il n'y a pas d'évidence (à partir de l'observation des spectres d'âges des feldspaths potassiques) d'un refroidissement contemporain des chevauchements pyrénéens. Il y a donc là aussi une lacune d'enregistrement qui peut s'expliquer par le fait que les échantillons se trouvaient à des niveaux structuraux trop bas ne permettant pas la fermeture du système lors des chevauchements pyrénéens. Cette fermeture ne pourra se réaliser que lors du refroidissement rapide ultérieur en relation avec le jeu extensif de la faille du Roussillon à l'Oligocène supérieur où les mouvements relatifs sont comparables à ceux enregistrés sur le massif du Canigou lors du fonctionnement de la faille de la Têt. Ces mouvements semblent perdurer jusqu'au Miocène moyen avant de subir un fort ralentissement lié à la fin des mouvements extensifs à l'origine de la formation du bassin Ouest-Méditerranéen.

Chapitre V

Datation des Zones Mylonitiques de la Zone Axiale des Pyrénées Orientales

1. Introduction

Comme cela a été décrit lors des chapitres précédents, la ZA est découpée par de nombreuses failles globalement orientées E-W à NW-SE montrant des pendages plus ou moins redressés vers le nord. Si les périodes d'activité les plus récentes, bien contraintes par les analyses traces de fission et (U-Th)/He (cf. chapitres précédents), se sont déroulées dans le domaine des déformations cassantes, elles se surimposent, dans de nombreux cas, à des déformations plus anciennes intervenant dans le domaine ductile ou proche de la limite ductile-fragile. Cette réactivation dans le domaine cassant d'une ancienne zone de cisaillement ductile (fig. III.4) est particulièrement bien illustrée par l'exemple de la faille de la Têt (Sère, 1993; Guitard et al., 1998). Ainsi, la plupart des failles qui parcourent la ZA sont jalonnées par de plus ou moins puissantes zones de cisaillement mylonitique dont la cinématique de fonctionnement, globalement en faille inverse vers le sud avec une composante dextre plus ou moins marquée (Carreras, 2001), s'accorde aussi bien avec le cadre géodynamique tardi-hercynien (Arthaud et Matte, 1975, 1977) qu'avec la compression alpine fini-mésozoïque à cénozoïque (Mc Caig, 1986). Ces zones de cisaillement ductile affectent l'ensemble du socle paléozoïque des Pyrénées et notamment les granitoïdes calco-alcalins tardi-hercyniens (Millas, Quérigut, Saint-Laurent, Mont-Louis). Bouchez et Gleizes (1995) suggèrent que pour les zones de cisaillement affectant le granite de Mont-Louis, les déformations se développent à l'état sub-solidus, lors du refroidissement du pluton. Toutefois, la rareté des terrains post-hercyniens dans la ZA, qui auraient pu apporter des contraintes stratigraphiques sur l'âge des mylonites selon qu'ils sont affectés ou non par les déformations, a conduit à différentes interprétations exposées ci-dessous.

Cet épisode de cisaillement mylonitique a longtemps été attribué exclusivement à l'orogénèse hercynienne (Zwart, 1979; Carreras et al., 1980; Saillant, 1982; Carreras et Cirès, 1986), l'influence de la tectonique alpine s.l. restant minime pour ces auteurs. Diverses observations semblaient s'accorder avec cette interprétation. Ainsi un filon de lamprophyre non déformé, considéré d'âge triasique par analogie avec ceux de la région de Palamos-Palafrugell (Chessex et al., 1965), recoupe une de ces zones de cisaillement dans le Cap de Creus (Carreras et Losantos., 1982). Cependant, Lamouroux et al. (1979) décrivent un filon similaire dans le massif du Néouvieille, intensément mylonitisé par un événement qui serait donc post-triasique. De récentes datations K-Ar effectuées sur un filon non déformé du Cap de Creus donnent un âge Miocène pour la mise en place de celui-ci (Enrique et al., 1997), ce qui de fait n'exclut pas que la mylonitisation puisse être alpine. Un autre argument avancé par certains auteurs (Laumonier, 1997) en faveur d'un âge exclusivement hercynien pour les déformations ductiles des Pyrénées-Orientales est que toutes les failles alpines s.s. (reconnues stratigraphiquement comme telles) se trouvent dans le domaine de la déformation cassante (Laumonier et Baetens, 1986). Toutefois, cette observation est contredite par l'existence de déformations très pénétratives affectant des terrains post-hercyniens (Mattauer, 1964; Mattauer et Séguret, 1966; Matte, 2002).

D'autres auteurs (Saint Blanquat, 1993; Delaperrière et al., 1994) apportent la preuve sur la base d'études respectivement pétro-structurales et géochronologiques dans le massif du

Saint-Barthélémy (MNP), que ces zones de cisaillement portent l’empreinte conjuguée des événements hercyniens et alpins. Il y a dans ce cas, une réactivation au Crétacé moyen (Costa et Maluski, 1988) d’une zone de cisaillement formée à l’hercynien.

Sur la base de données essentiellement structurales, Soula et al. (1986c) et Lamouroux (1991) attribuent un âge alpin s.l. pour la formation des zones orientées NW-SE et pour la réactivation majeure des zones E-W formées au préalable (hercynien). La géochronologie, principalement à l’aide de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a apporté de nouvelles contraintes sur l’âge de ces épisodes de déformation ductile (McCaig et Miller, 1986 □ Costa et Maluski, 1988 □ Majoor, 1988 □ Soliva, 1992 □ Soliva et al., 1993 □ Monié et al., 1994). Toutes ces études, où les âges sont compris entre 100 et 50 Ma, accèdent l’hypothèse d’un important épisode de mylonitisation, voire d’une reprise importante de mylonites antérieures, à l’alpin s.l..

L’objet de ce chapitre est d’apporter de nouvelles données permettant de choisir et/ou discuter ces différentes hypothèses par la datation de différentes zones mylonitiques à ultramylonitiques. Afin d’évaluer la part d’un éventuel effet purement thermique lors des événements alpins s.l. sur la perturbation voire la remise à zéro du chronomètre K-Ar, un certain nombre d’échantillons non déformés a été prélevé à proximité de ces zones de cisaillement.

Deux failles ductiles majeures de la partie orientale de la ZA ont été choisies pour mener cette étude, la faille de Mérens (Mc Caig, 1986) et la faille du Boulou-Le Perthus (Soliva et al., 1991). Des âges alpins ont été précédemment déterminés sur les mylonites associées à ces failles (McCaig et Miller, 1986 □ Majoor, 1988 □ Soliva, 1992 □ Soliva et al., 1993). Il nous est apparu nécessaire de confirmer s’il s’agit bel et bien d’âge de recristallisation mylonitique ou d’une possible réouverture des systèmes isotopiques sans déformation associée. Une étude $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ à l’aide d’une sonde laser sur des sections de roches (cf. chapitre II) nous a permis d’accéder aux âges de minéraux très fins qu’il aurait été impossible de séparer par les techniques classiques. Cette technique permet de mettre directement en relation les âges avec les textures observées de la déformation, en particulier lorsque les déformations se développent à basse température (< 450° C). Des zones de cisaillement dans le granite tardi-hercynien de Mont-Louis (cf. chapitre III) ont également été analysées (fig. V.1). Elles sont bien caractérisées pétrologiquement et structuralement (Bouchez et Gleizes, 1995) mais n’ont fait l’objet jusqu’à présent d’aucune étude géochronologique.

2. La faille de Mérens

2.1 Présentation

La faille de Mérens est une structure majeure de la ZA. Elle s’étend sur environ 100 kilomètres d’est en ouest. Elle sépare les massifs gneissiques de l’Aston et de l’Hospitalet et dans sa partie est, prend en écharpe la bordure sud du massif granitique du Quérigut et son

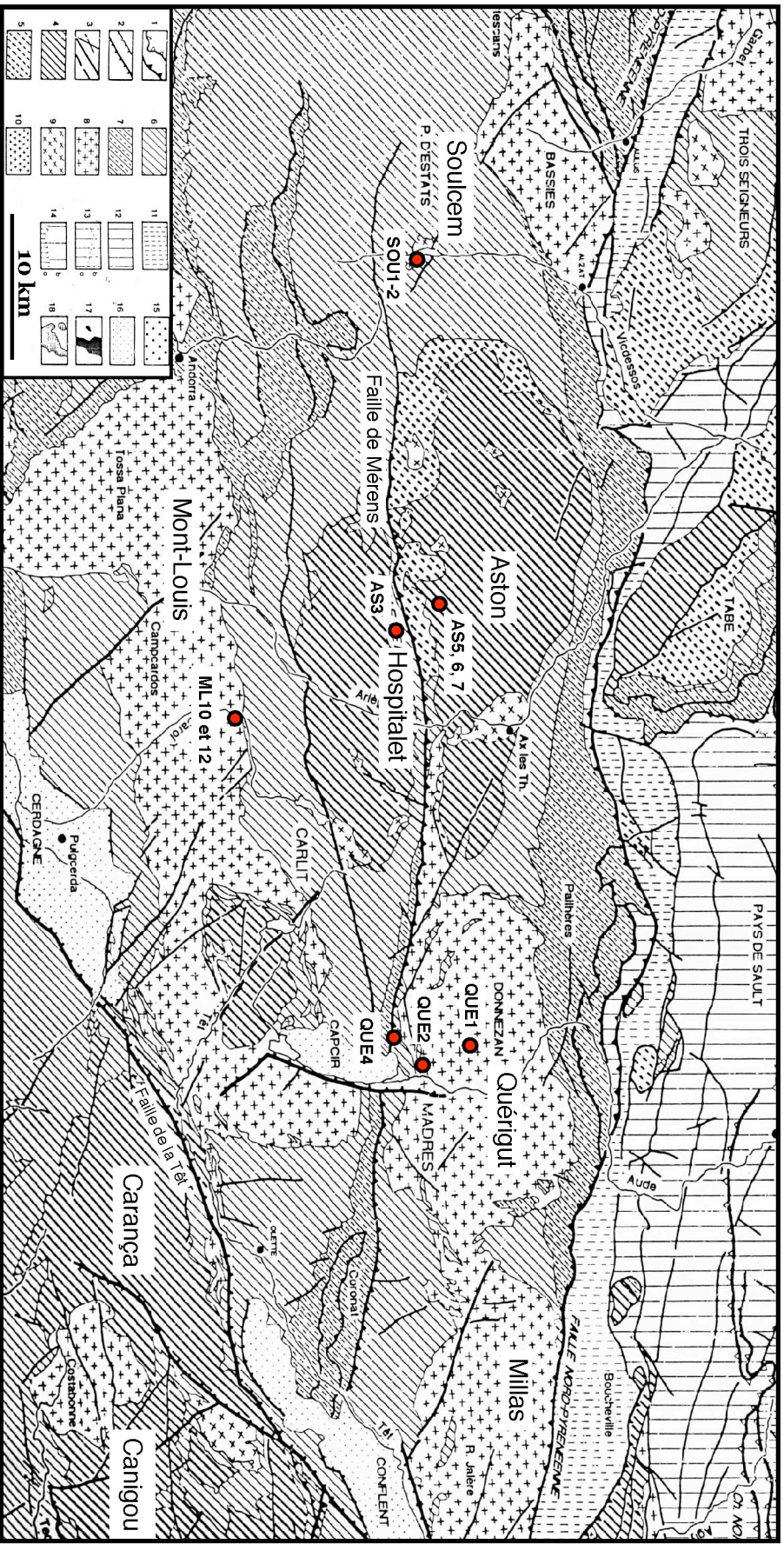


Figure V.1 : Carte géologique simplifiée (Calvet, 1996) montrant la position des échantillons étudiés en rapport avec l'accident de Mérens et avec celui de Porté-Puymorens.

auréole de contact (Saillant, 1982). Elle est constituée globalement d'une zone mylonitique à pendage nord de 500 mètres d'épaisseur (Mc Caig, 1986). De petites zones de cisaillement transverses à la zone principale, de taille centimétrique à métrique et orientées E-W à NW-SE, sont connues dans le massif de l'Aston et dans son encaissant de métasédiments paléozoïques inférieurs.

Lamouroux et al. (1980) décrivent deux paragenèses métamorphiques dans la zone mylonitique principale qu'ils interprètent comme la trace de deux événements distincts, un premier à biotite stable qu'il rattache à l'hercynien et le second avec un assemblage métamorphique de plus basse température qu'ils attribuent à un mouvement sub-horizontal sénestre alpin. Les petites zones de cisaillement du massif de l'Aston et de son encaissant seraient à rattacher à ce dernier événement et ne seraient donc pas d'origine hercynienne (Lamouroux et al., 1980 □ Soula et al., 1986c). Saillant (1982), quant à lui, ne reconnaît qu'un seul important événement mylonitique qu'il rattache à l'orogénèse hercynienne et plus précisément à ses phases tardives. Au contraire de Lamouroux et al. (1980), il décrit la faille de Mérens comme un décrochevauchement dextre. Mc Caig (1984) détermine des sens similaires et indique qu'il n'y a aucune raison d'attribuer une origine différente à la zone mylonitique principale et aux zones mineures transverses comme le font Lamouroux et al. (1980). Il met en évidence un saut de métamorphisme entre les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet où on peut observer au même niveau des migmatites concordante sur l'isograde de l'andalousite (Mc Caig, 1986). Il estime les conditions de température durant l'événement mylonitique entre 400 et 250° C avec un gradient décroissant du nord au sud au sein de la zone mylonitique, les zones les plus septentrional au contact des gneiss de l'Aston ayant enregistré les températures les plus fortes (ca. 400° C).

Les travaux de Mc Caig et Miller (1986) font état d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 60 et 73 Ma sur biotites et entre 50 et 60 Ma sur des muscovites de différents échantillons mylonitiques de la partie occidentale de la faille de Mérens □ ceux de Major (1988) donnent des âges de 63-69 Ma et 56 ± 5 Ma sur un niveau mylonitique à mica blanc phengitique respectivement par les méthodes Rb-Sr et K-Ar. Ces deux études apportent un argument géochronologique en faveur de mouvements alpins au début du Cénozoïque, c'est-à-dire liés à la convergence pyrénéenne s.s.. Garwin (1985) rapporte des âges traces de fission sur zircons entre 40 et 50 Ma dans les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet, interprétés comme des âges de refroidissement postérieur au fonctionnement des zones mylonitiques (Mc Caig et Miller, 1986). Toutefois, de récentes analyses traces de fission sur apatite (Morris et al., 1998) mettent en évidence une différence entre les âges moyens obtenus sur les deux massifs gneissiques (31-35 Ma sur l'Aston et 27-28 Ma sur l'Hospitalet) pouvant traduire une activité des chevauchements jusqu'à la base de l'Oligocène. Cette dernière interprétation s'accorde assez bien avec la phase d'exhumation que mettent en évidence Fitzgerald et al. (1999) dans les Pyrénées Centrales, et qui se prolonge jusqu'à environ 32 Ma. Ces résultats sont également cohérents avec ceux que nous avons établis dans le granite de Mont-Louis (cf. chapitre III).

Trois zones différentes, ayant déjà fait l'objet d'étude structurale (Saillant, 1982 □ McCaig, 1986) ou géochronologique (Major, 1988) ont été choisies pour mieux caractériser

les différentes époques de fonctionnement de cette grande faille et des nombreuses zones mylonitiques qui lui sont associées.

2.2 La Zone Mylonitique dans le granite pegmatitique de Soulcem □

a) Présentation □

La première zone de déformation pénétrative rattachée à la faille de Mérens étudiée lors de ce travail est un niveau ultramylonitique (fig. V.2 a, b, c) prélevé au sein du granite pegmatitique de Soulcem (fig. V.2 d,e,f) intrusif dans l'encaissant métasédimentaire occidental du massif de l'Aston. Ce granite peralumineux tardi-hercynien est daté à 292 ± 13 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Majoor, 1988). Des âges Rb-Sr de $294,4 \pm 2,8$ Ma et $271,9 \pm 2$ Ma respectivement sur muscovite et feldspath potassique sont également disponibles (Majoor, 1988). Le granite présente une zone de déformation intense mais hétérogène, d'une épaisseur de quelques mètres. Il s'agit d'une des zones de cisaillement transverses à la zone mylonitique principale de Mérens présente plus au sud (Mc Caig, 1984). La foliation mylonitique est orientée E-W (N085) avec un fort pendage d'environ 75° vers le Nord alors que la linéation montre un très fort plongement, quasi subvertical, vers le NE. Les critères cinématiques indiquent un sens de cisaillement en faille inverse vers le sud avec une composante mineure sénestre (fig. V.2).

La déformation apparaît très hétérogène. Ainsi des zones centimétriques à millimétriques ont subi une déformation telle que le quartz et la muscovite ont recristallisé sous la forme d'agrégats à grain très fin, ayant une dimension de l'ordre du μm . La faiblesse de leur taille empêche une détermination précise de leur composition à la microsonde électronique. Toutes les analyses réalisées dans les zones surmicacées apparaissent être un mélange entre des paillettes de micas blancs (présence de potassium et d'aluminium) et du quartz. La composition de ces micas blancs, plus ou moins phengitique, reste non élucidée. Quelques clastes d'albite subsistent dans ces zones ultradéformées.

b) Résultats et interprétations □

i) Echantillon SOU1 □

Une de ces zones de déformation intense (SOU 1) a pu être prélevée et préparée sous la forme de plaques de quelques millimètres carré et d'environ un millimètre d'épaisseur. Quarante et une fusions ponctuelles dans des zones ultradéformées à micas blancs (\pm phengitique) plus quartz ont été réalisées et les résultats sont donnés sous forme d'un histogramme de répartition des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fonction de leur fréquence (fig. V.3). Chaque analyse moyenne l'âge d'une certaine quantité de micas blancs et de quartz qui normalement ne contribue pas à l'argon extrait si ce n'est par une faible contamination atmosphérique. Les âges se répartissent entre $42,6 \pm 2,9$ Ma et $68,5 \pm 0,9$ Ma avec un pic bien marqué à **$57,6 \pm 1,4$ Ma** (± 2 sigma) constituant une moyenne des âges pondérée par l'erreur sur l'âge de chaque point d'analyse. Aucune corrélation entre les âges et les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ n'a pu

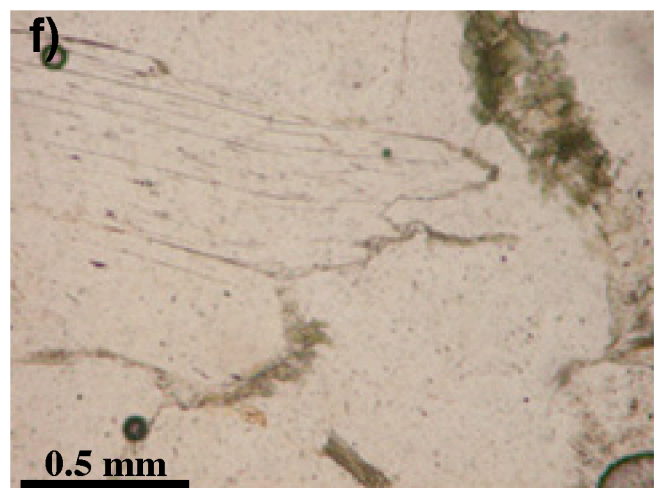
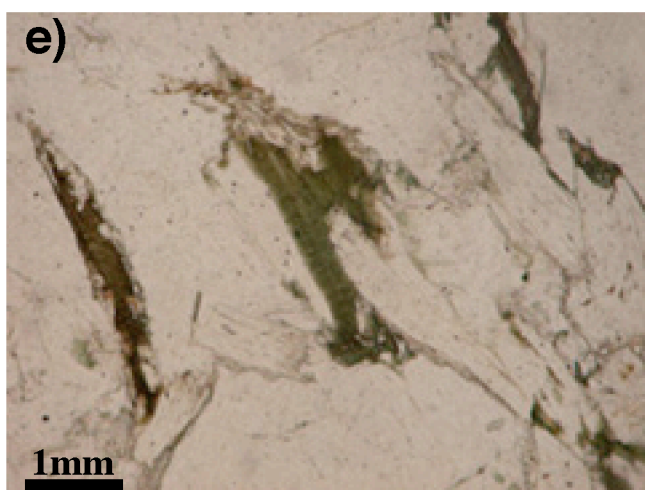
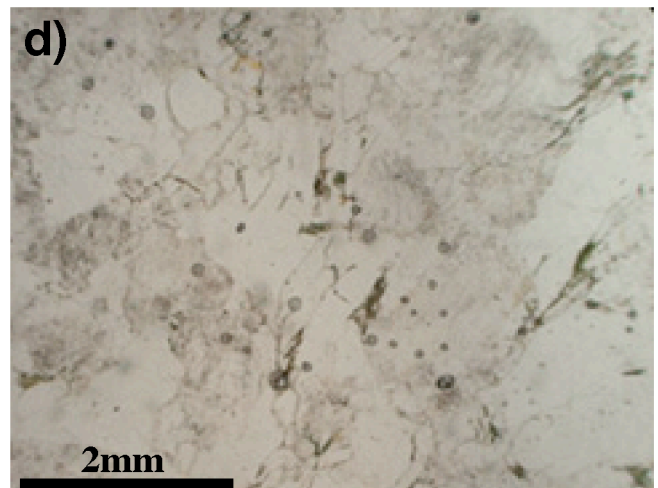
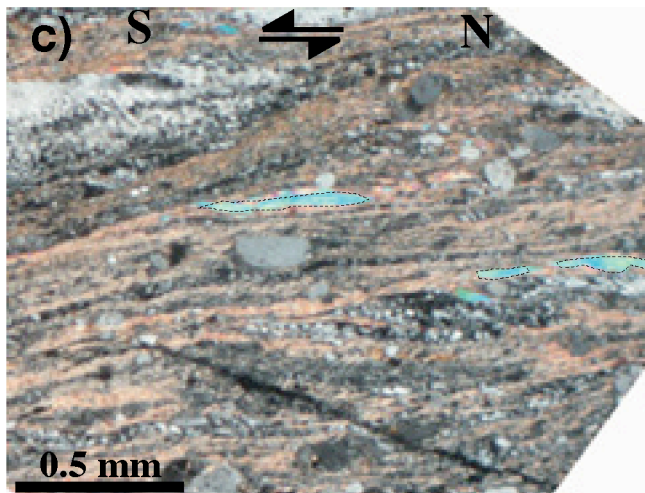
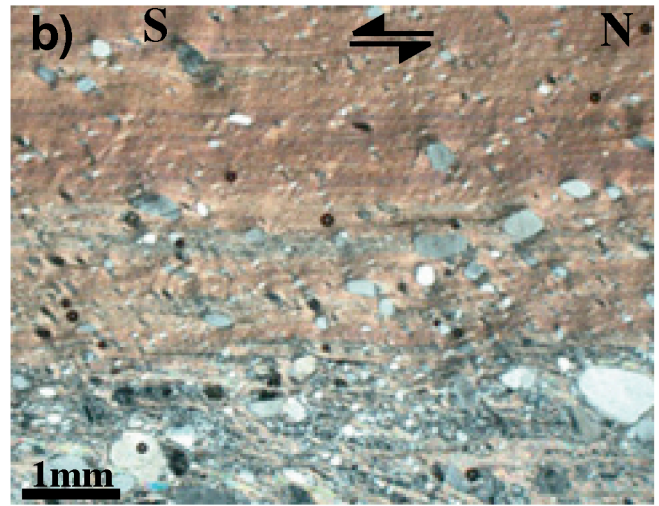
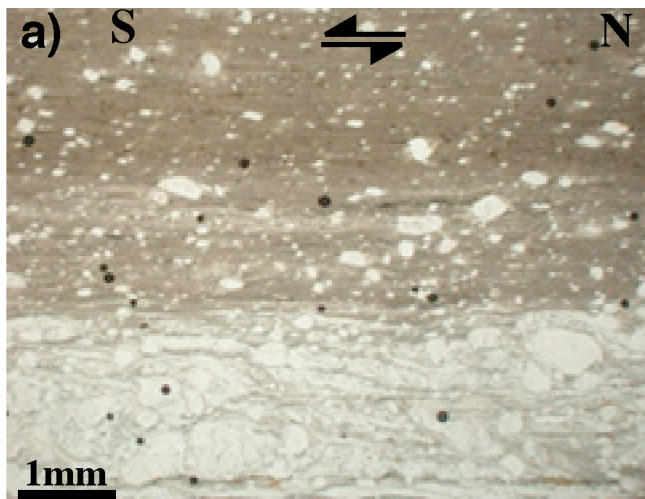


Figure V.2 : a) Zone surmicacée (micas blancs) présentant des clastes d'albite (haut) et zone quartzo-feldspathique (bas) dans l'échantillon mylonitique SOU1 (lumière naturelle) ; b) Idem a (lumière polarisée) ; c) Claste de muscovite dans l'échantillon SOU1 (lumière polarisée) ; d) Echantillon SOU2 ne montrant pas de déformation (lumière naturelle) ; e) Muscovite primaire et biotite verte secondaire dans l'échantillon SOU2 (lumière naturelle) ; f) Idem e (lumière naturelle).

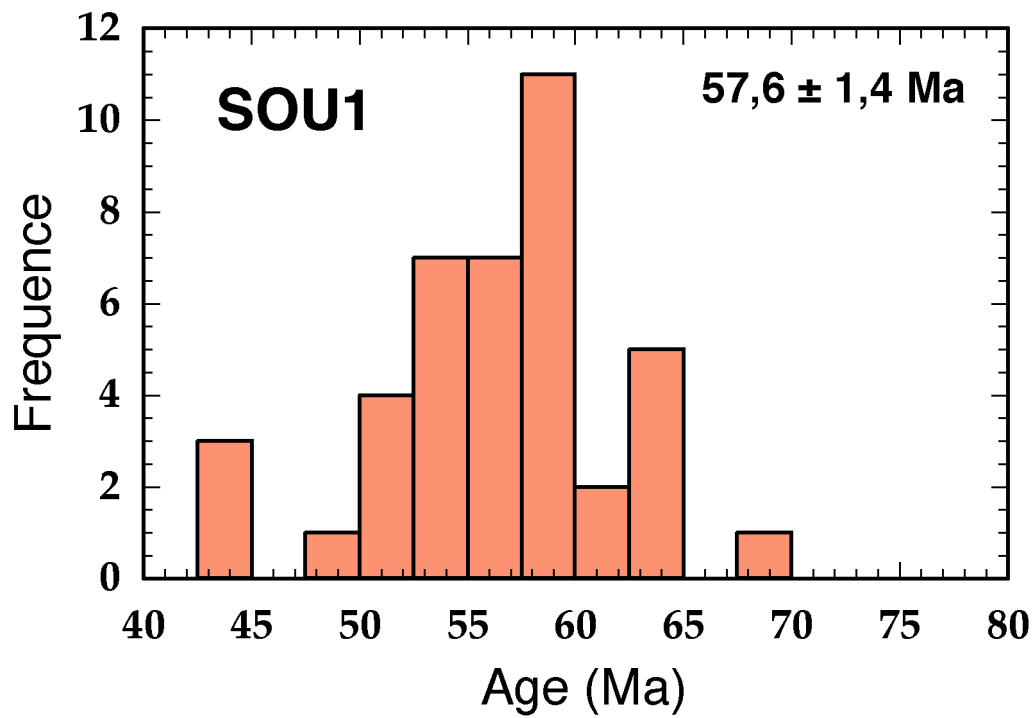


Figure V.3 : Histogramme de fréquence des âges de fusions ponctuelles réalisées dans les zones ultradéformées à micas blancs (phengitiques ?) + quartz ± albite de l'échantillon SOU1. Un maximum bien marqué à $57,6 \pm 1,4$ Ma, qui constitue une moyenne des âges pondérée par l'erreur sur l'âge de chaque point d'analyse, a pu être mis en évidence.

être décelée. On constate que les âges jeunes (< à 50-52 Ma) semblent systématiquement liés à une plus forte concentration d'argon atmosphérique que pour les autres analyses (cf. tableau Annexe III.B). On peut penser que l'argon peu lié au réseau cristallin n'ayant pas un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial de 295,5 mais un rapport plus bas, ce qui conduit à surestimer la correction d' ^{40}Ar atmosphérique et donc à rajeunir les âges. Ces âges jeunes pourraient également refléter la contribution de clastes d'albite dans le volume total d'argon libéré. L'albite ayant une température de fermeture pour l'argon plus basse que celle des micas, le dégazage simultané de ces deux phases ne peut donner une estimation minimale de l'âge de fermeture du mica. Les âges vieux (> à 60-62 Ma), quant à eux, pourraient résulter de la présence d'une composante mineure d'argon hérité des muscovites hercyniennes (fig. V.2c). Un claste de mica blanc, de composition similaire à celles des muscovites du granite de Soucem non déformé (SOU 2), a pu être isolé. Il donne un âge par fusion totale (équivalent à un âge K-Ar) de $138,4 \pm 1,3$ Ma, intermédiaire entre alpin et hercynien. L'étalement des âges sur l'échantillon SOU1 serait donc la conséquence d'une contamination des analyses soit par des clastes de muscovite magmatique incomplètement réhomogénéisée lors de la déformation (âges trop vieux) soit par des clastes d'albite dont la rétentivité en argon est plus basse que celle des micas blancs néoformés (âges trop jeunes).

ii) Echantillon SOU2

Cet échantillon du granite non déformé provient du même site que l'échantillon SOU1 et des muscovites primaires ont été analysées. Le dégazage progressif d'un grain fournit un spectre discordant où un âge intégré de $204,5 \pm 1,8$ Ma pour 99% d' ^{39}Ar dégazé peut être déterminé sans aucune occurrence d'un quelconque âge hercynien (fig. V.4). On peut donc constater que même dans le faciès exempt de toute déformation, l'âge hercynien de mise en place du granite à 292 ± 13 Ma (Majoor, 1988) ne semble pas préservé en raison d'une perte partielle d'argon radiogénique. Pour essayer de mieux comprendre le phénomène à l'origine de cette perte, une série de douze fusions ponctuelles a été réalisée sur une muscovite du même échantillon (fig. V.5). Les âges se répartissent entre $158 \pm 1,8$ Ma et $273,4 \pm 1,7$ Ma avec une zonation coeur-bordure bien marquée où les âges les plus vieux sont préservés au centre du cristal. Huit fusions ponctuelles réalisées sur un autre monograin de muscovite donnent des âges apparents compris entre $246,6 \pm 0,9$ Ma et $167 \pm 2,3$ Ma montrant le même type de zonation. L'âge intégré de $204,5 \pm 1,8$ Ma, déterminé à partir du spectre d'âges, ne constitue donc qu'une moyenne de ces âges apparents variant de plus de 100 Ma. Le dégazage progressif ne fait que moyenniser ces variations extrêmes et tend à gommer les hétérogénéités isotopiques (Monié, 1998), en particulier dans les phases hydroxylées où la rupture des liaisons OH⁻ provoque un dégazage brutal de l'argon. Les analyses chimiques (cf. Annexe III.E) de ces muscovites montrent que cette variation coeur-bordure des âges apparents ne peut être corrélée à aucune variation de composition chimique depuis le centre des grains jusqu'à leur périphérie. Par ailleurs, la variation des âges apparents ne montre aucune corrélation systématique avec la variation des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, images des rapports Ca/K et Cl/K. Il paraît donc difficile d'attribuer les pertes d'argon enregistrées par la muscovite de l'échantillon SOU2 à des phénomènes de recristallisation statique dans le

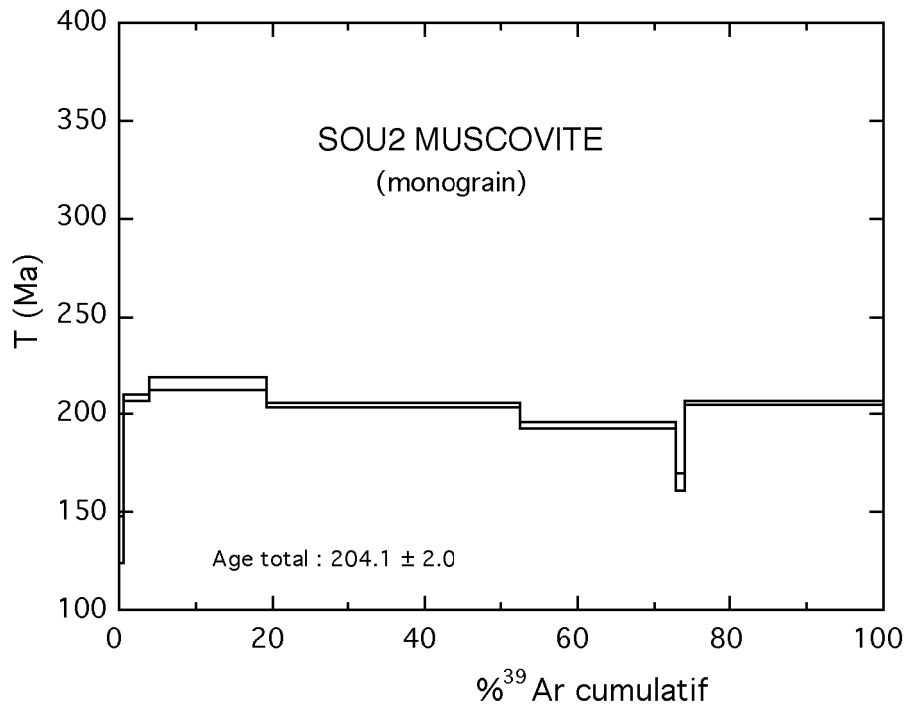


Figure V.4 : Spectre d'âges d'un monograin de muscovite de l'échantillon SOU2 définissant un âge intégré de $204,5 \pm 1,8$ Ma pour près de 99% de l' ^{39}Ar total.

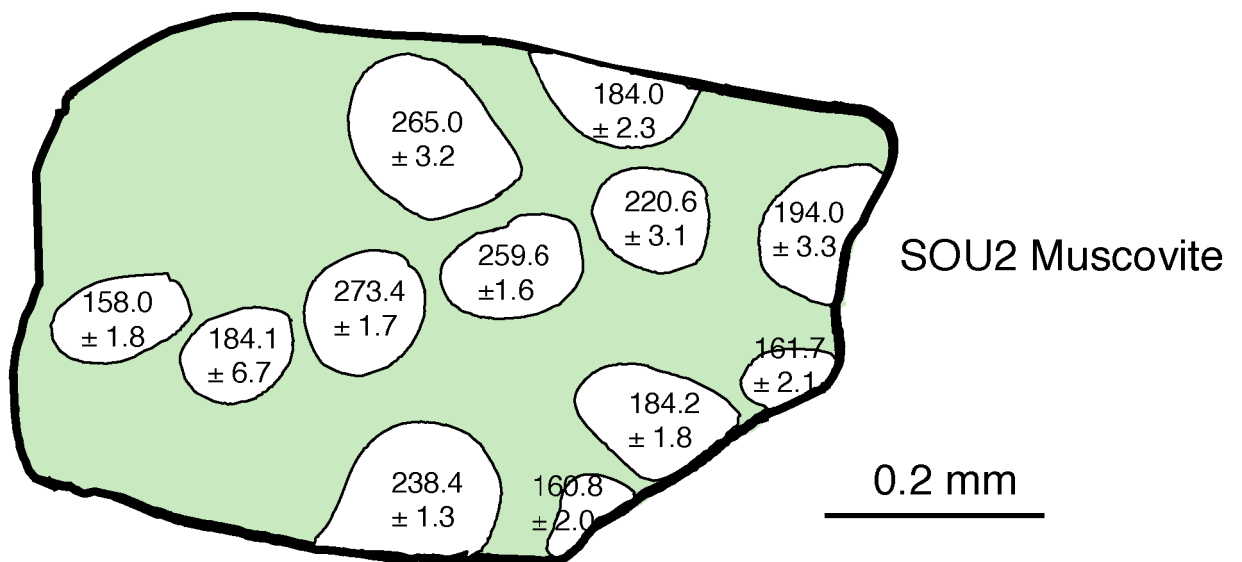


Figure V.5 : Carte d'âges d'une muscovite de l'échantillon SOU2 montrant les âges les plus vieux (maximum à $273,4 \pm 1,7$ Ma) au coeur du cristal et les plus jeunes (minimum à $158 \pm 1,8$ Ma) à la périphérie.

granite non déformé qui auraient dû induire de telles variations chimiques. Les pertes d'argon radiogénique observées dans ces muscovites semblent donc résulter d'un phénomène de diffusion volumique lors d'un événement purement thermique postérieur à $158 \pm 1,8$ Ma, âge le plus jeune obtenu à la bordure de la muscovite.

Des biotites vertes (très pauvres en fer et magnésium (cf. Annexe IIIE)) apparaissent dans cet échantillon (fig. V.2e). Il s'agit clairement de minéraux secondaires ayant recristallisé de façon statique. Deux de ces biotites ont pu être analysées (fig. V.6). Le dégazage progressif de la première donne un spectre croissant depuis des valeurs de $52,8 \pm 3,4$ Ma jusqu'à $63,5 \pm 4,7$ Ma obtenu à la fin du dégazage. La forte proportion d'argon atmosphérique par rapport à l'argon radiogénique a permis de déterminer un âge isochrone de $62,5 \pm 0,7$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 278,6 \pm 6,4$ et $\text{MSWD} = 1,1$). Un autre monograin a donné un spectre relativement discordant où un âge intégré de $78,3 \pm 1,1$ Ma a pu être calculé pour près de 95% d' ^{39}Ar dégazé. Les âges varient de $65,1 \pm 2,4$ Ma à $88,1 \pm 3,1$ Ma sur ce pseudo-plateau. Pour les deux monograins, aucune corrélation entre les âges et l'évolution des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ n'a été observée. La cristallisation statique de ces minéraux est associée à l'événement thermique, responsable de la réouverture partielle des muscovites, évoqué plus haut. Celui-ci semble donc avoir un âge compris entre $158 \pm 1,8$ Ma (âge le plus jeune obtenu à la périphérie des muscovites) et $78,3 \pm 1,1$ Ma (âge minimum pour la cristallisation statique des biotites vertes). Le premier grain de biotite serait alors à considérer comme un système partiellement ouvert où la diminution des âges vers les paliers de basse température serait due soit à l'influence de l'événement de déformation affectant le faciès SOU1 prélevé à une dizaine de mètres et daté à $57,6 \pm 1,4$ Ma, soit au fait que l'événement thermique à l'origine de ces biotites perdure durant plusieurs millions d'années, conduisant à la fermeture progressive du minéral.

c) Conclusion

L'histoire thermotectonique du granite pegmatitique de Soulcem au cours du cycle pyrénéen s.l. semble marquée par deux événements distincts le premier, purement thermique, est responsable des pertes d'argon radiogénique dans les muscovites hercyniennes et de la cristallisation des biotites vertes de l'échantillon SOU2 entre $158 \pm 1,8$ Ma et $78,3 \pm 1,1$ Ma. On peut noter qu'un âge de 93 ± 2 Ma a été obtenu sur des biotites similaires issues d'une veine de quartz mylonitisée de la faille de Mérens (Mc Caig et Miller, 1986). De plus, un âge de 80–90 Ma est rapporté pour les biotites d'une pegmatite de la partie sud du massif de l'Aston (Garwin et Miller, comm. pers., dans Mc Caig et Miller, 1986). Le second événement est associé à des recristallisations mylonitiques de basse température datées à $57,6 \pm 1,4$ Ma et localisées dans des zones étroites. Du fait de la faible température à laquelle s'opère la déformation ($< T_c$ des micas blancs phengitiques), nous interprétons cet âge comme un âge de cristallisation syn-cinématique et non de refroidissement post-cinématique. Nous rattachons cet événement à l'activité d'un chevauchement ductile à vergence sud lors de la compression pyrénéenne.

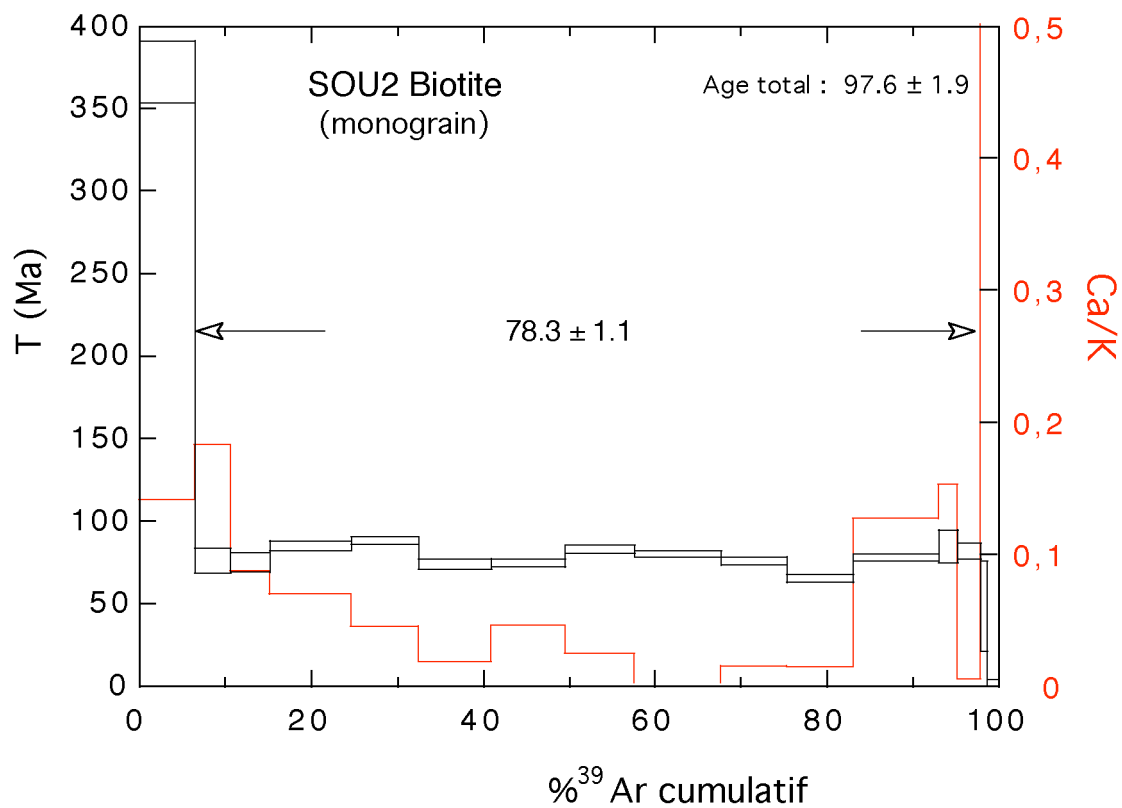
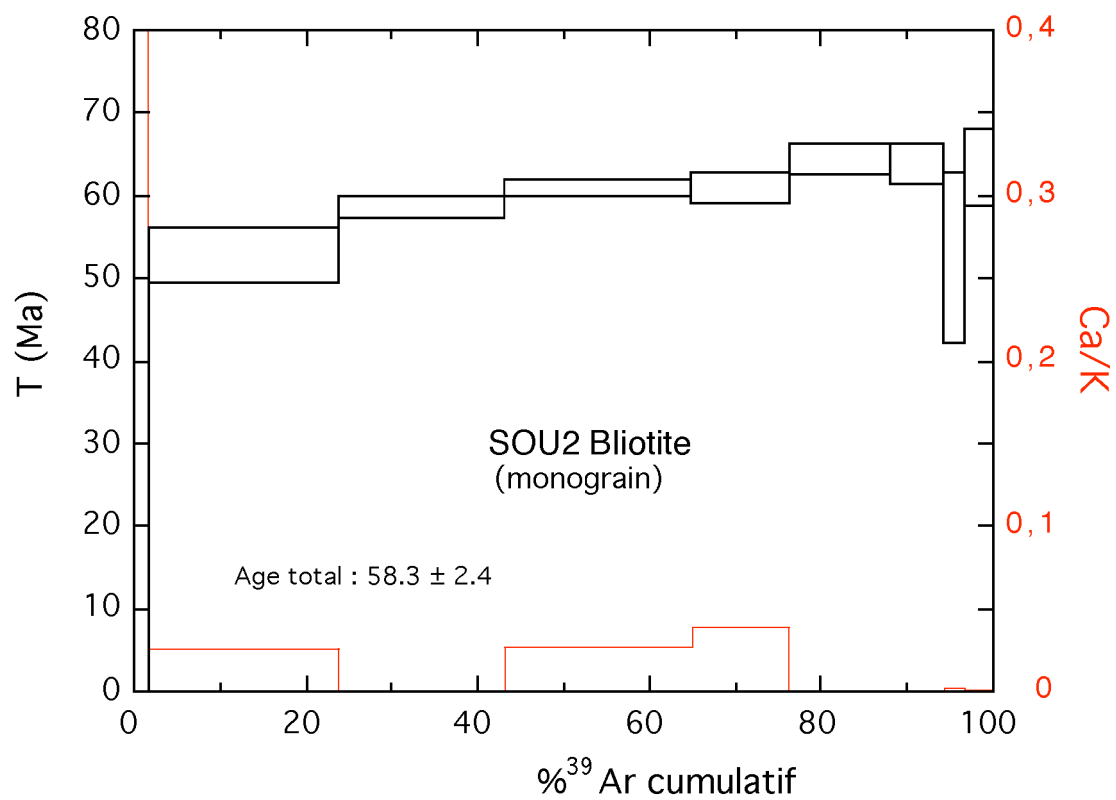


Figure V.7 : Spectres d'âges de deux monograins de biotite verte (secondaire) de l'échantillon SOU2. La première donne un spectre croissant depuis $52,8 \pm 3,4$ Ma jusqu'à $63,5 \pm 4,7$ Ma. La deuxième fournit un âge plateau de $78,3 \pm 1,1$ Ma pour environ 95% de l'³⁹Ar total.

2.3 La Zone Mylonitique de Laparan dans les gneiss du massif de l'Aston :

a) Présentation □

La deuxième zone mylonitique étudiée lors de ce travail se trouve à une centaine de mètres au nord du barrage de Laparan dans les formations gneissiques de l'Aston (gneiss de Riète). Majoor (1988) a daté par la méthode Rb-Sr sur roche totale ces gneiss à 315 ± 27 Ma. Il interprète cet âge comme traduisant la réhomogénéisation complète de la composition isotopique du strontium lors des déformations et du métamorphisme varisques à partir d'un protolithe granitique daté à 450-470 Ma. Des âges sur minéraux de $282,5 \pm 2,3$ Ma et $72,7 \pm 0,5$ Ma en Rb-Sr sur muscovite et biotite et de $142,1 \pm 3,5$ Ma et $81,1 \pm 2$ Ma en K-Ar sur biotite et muscovite sont également disponibles (Majoor, 1988). Jagër et Zwart (1968) rapportent des âges Rb-Sr variables mais systématiquement inférieurs à 220 Ma sur des biotites de différents échantillons des gneiss de l'Aston. Majoor (1988) a également étudié une zone de cisaillement proche de la zone échantillonnée lors de cette étude où il a pu mettre en évidence la présence de phengite cristallisant autour et remplaçant les clastes de muscovite de composition similaire à celle des muscovites des gneiss. Les datations Rb-Sr et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donnent des âges respectivement de 63-69 Ma et 56 ± 5 Ma sur les fractions les plus fines où la composante héritée des muscovites anté-déformation est faible, voire absente. Ces âges sont interprétés comme traduisant l'existence d'une déformation ductile à 63-69 Ma, 56 ± 5 Ma représentant un âge de refroidissement.

L'échantillon AS7 (fig. V.7a, b, c, d) provient d'une zone de cisaillement, d'environ un mètre d'épaisseur, similaire à celle étudiée par Majoor (1988). La déformation apparaît très hétérogène (comme précédemment pour la zone cisailante affectant le granite de Soulcem) et des zones millimétriques semblent concentrer une grande partie de la déformation. Elles sont composées essentiellement de micas blancs phengitiques (cf. Annexe III.E) comme l'avait déjà montré Majoor (1988). La foliation mylonitique est orientée E-W (N100) avec un très fort pendage de 80° vers le sud, sa linéation présente un plongement important vers le SW. Les critères cinématiques indiquent un fonctionnement en faille normale dextre vers le SW. Ces critères s'accordent mal avec ceux connus par ailleurs (Saillant, 1982, Mc Caig, 1984, Majoor, 1988) qui suggèrent une cinématique correspondant à un cisaillement inverse dextre vers le SE. Il se pourrait que le pendage de la foliation de la zone de cisaillement ait été quelque peu modifié lors des phases tardives d'exhumation du massif de l'Aston. La cinématique actuelle ne serait qu'apparente. Le basculement d'un décrochevauchement dextre vers le SE à pendage nord conduisant à la forte inclinaison vers le sud de la foliation mylonitique observée actuellement pourrait expliquer ces différences de sens de cisaillement apparent constatées le long de la faille de Mérens. Les échantillons AS6 et AS5 ont été prélevés à moins d'une centaine de mètres du barrage de Laparan. Ils représentent le protolithe gneissique de l'Aston (fig. V.7e) connu sous le nom de gneiss de Riète (Raguin, 1977). L'échantillon AS3 (fig. V.7f) est un gneiss oillé du massif de l'Hospitalet prélevé à moins d'un kilomètre au sud de la faille de Mérens au niveau du Port de Fontargente à la frontière franco-andorrane.

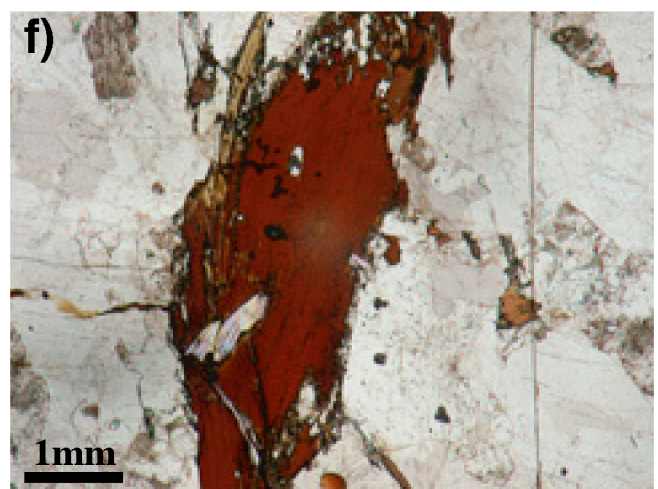
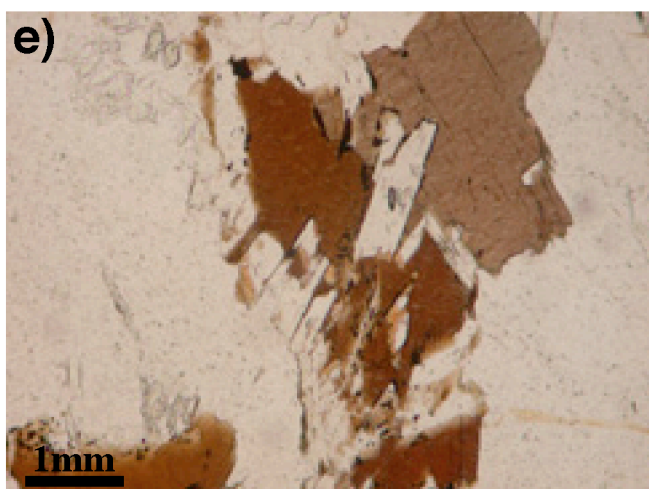
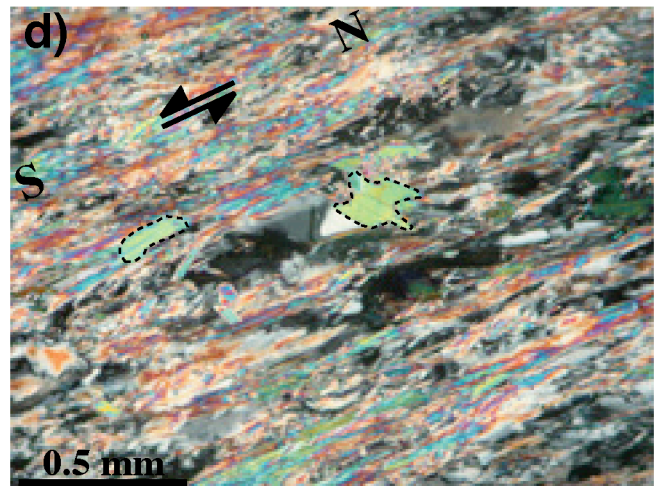
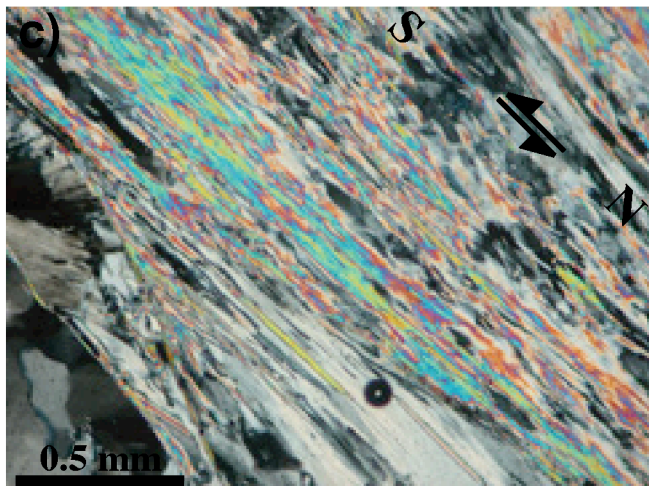
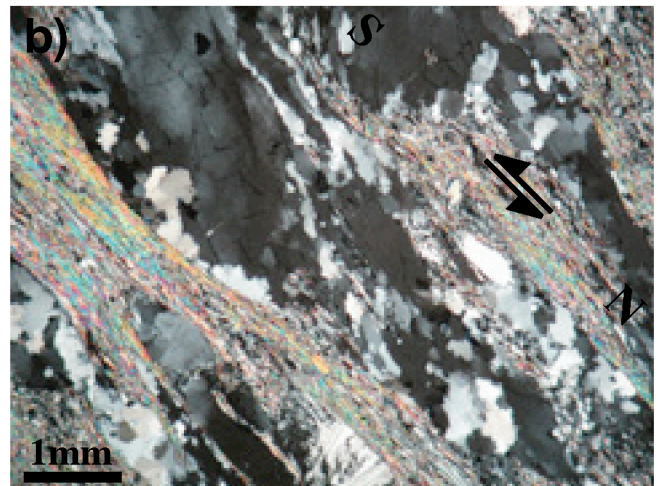
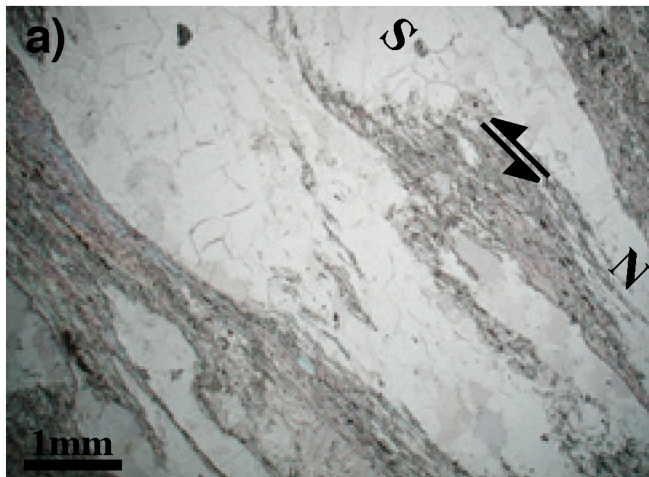


Figure V.7 : Lits micacés (phengites) alternant avec des clastes de quartz partiellement recristallisé dans l'échantillon mylonitique AS7 (lumière naturelle) ; b) Idem a (lumière polarisée) ; c) Détail d'une zone micacée (phengites) dans l'échantillon AS7 (lumière polarisée) ; d) Clastes de muscovite dans l'échantillon AS7 (lumière polarisée) ; e) Echantillon de gneiss AS6 (lumière naturelle) ; f) Echantillon de gneiss AS3 (lumière naturelle).

b) Résultats et interprétations

i) Echantillon AS7

Une zone ultramylonitique (échantillon AS7) a pu être isolée comme précédemment dans le cas de Soulcem. Elle se compose de zones à micas blancs phengitiques (cf. Annexe IIIE) alternant avec des zones à quartz totalement recristallisé sous forme de rubans. Trente huit fusions ponctuelles ont été réalisées dans les zones micacées. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se répartissent entre $47,8 \pm 2,7$ Ma et $120,5 \pm 0,7$ Ma avec un pic à **$58,1 \pm 1,6$ Ma** (fig. V.8). Certains âges relativement anciens peuvent être expliqués par la présence, en faible quantité, de clastes de muscovite (fig. V.7d) ayant préservé en partie leur signature hercynienne. Ces analyses montrent les rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ les plus élevés et confirment la différence de chimisme entre les micas néoformés à $58,1 \pm 1,6$ Ma et les micas d'origine hercynienne. La recristallisation sous forme de phengite aurait donc tendance à expulser le chlore du réseau des muscovites primaires. Des micas détritiques (fig. V.8d) ont été séparés et donnent un âge par fusion totale de $127,8 \pm 1,1$ Ma similaire à celui des micas SOU1 également hérité et similaire aux âges maximums obtenus sur la section de roche.

ii) Echantillon AS6

Des analyses ont été réalisées sur des micas primaires l'échantillon AS6 non affecté par le cisaillement mylonitique (fig. V.7e). La muscovite donne un âge plateau de **$242,4 \pm 2,2$ Ma** pour plus de 90% de l' ^{39}Ar (fig. V.9). Cet âge, trop jeune par rapport à l'âge supposé hercynien de fermeture initiale du mica (environ 315 Ma selon Majoor (1988)) témoigne donc d'une perte partielle d'argon radiogénique pendant les phases alpines comme à Soulcem. On peut supposer que les analyses par fusion ponctuelle, qui n'ont pu être réalisées au cours de ce travail, d'une muscovite de cette échantillon nous renseigneraient sur la validité de cet âge plateau, qui pourrait, comme dans le cas de Soulcem (SOU2), ne constituer qu'une moyenne d'une zonation coeur-bordure.

Une biotite primaire du même échantillon donne un âge intégré de **$70 \pm 0,7$ Ma** pour 72% de l' ^{39}Ar (fig. V.10a). Les âges par fusion ponctuelle répartie entre $60,3 \pm 3,9$ Ma et $76,2 \pm 1,9$ Ma de manière aléatoire à l'intérieur d'un autre grain (fig. V.10b) confirment l'âge obtenu par dégazage progressif. Aucune corrélation entre les âges et les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ n'a été décelée. L'âge plateau ne semble être que la moyenne d'une gamme d'âges (environ 15 Ma dans ce cas). Le système K-Ar de ces biotites exemptes de déformation et de recristallisation post-hercyniennes a semble-t-il été ouvert par un événement thermique entre la fin du Crétacé et le début du Cénozoïque.

iii) Echantillon AS3

Une muscovite et une biotite extraites de l'échantillon AS3 (gneiss non déformé du massif de l'Hospitalet) ont également été analysées. La muscovite fournit un spectre croissant depuis $253,2 \pm 69,6$ Ma jusqu'à $291,1 \pm 3,2$ Ma (fig. V.11). Le premier palier montre des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevés dûs certainement au dégazage d'inclusions lors de la montée en température. Le reste du spectre, qui n'est perturbé ni par le Cl ni par le Ca, évolue

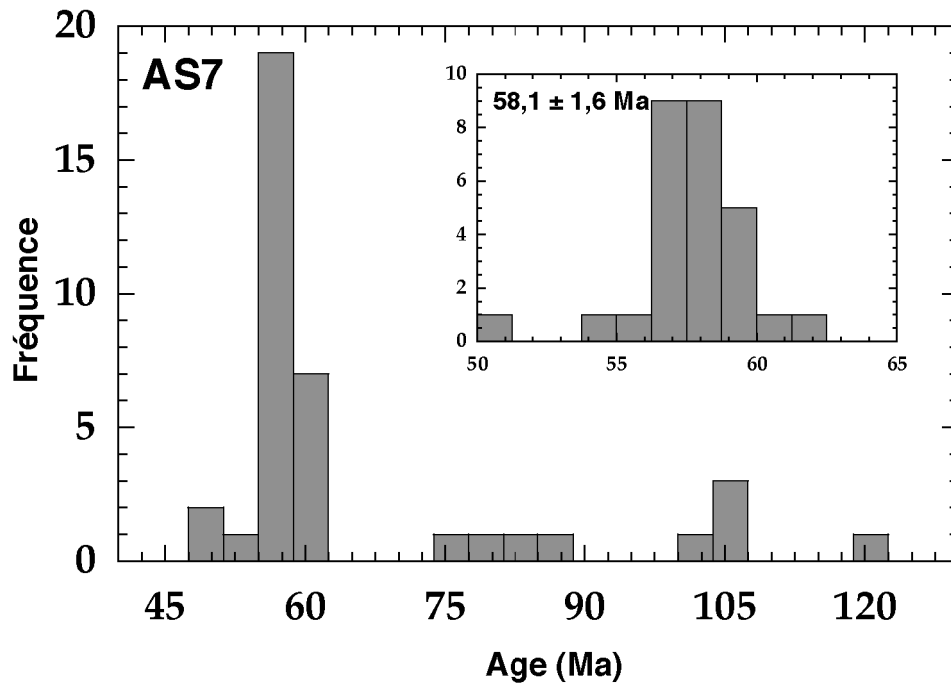


Figure V.8 : Histogramme de fréquence des âges de fusions ponctuelles réalisées dans les zones ultradéformées à micas blancs phengitiques l'échantillon AS7. Un maximum bien marqué à $58,1 \pm 1,6$ Ma a pu être mis en évidence. On constate la présence d'âges anciens représentant une composante héritée issue vraisemblablement de clastes de muscovite (voir texte pour explication).

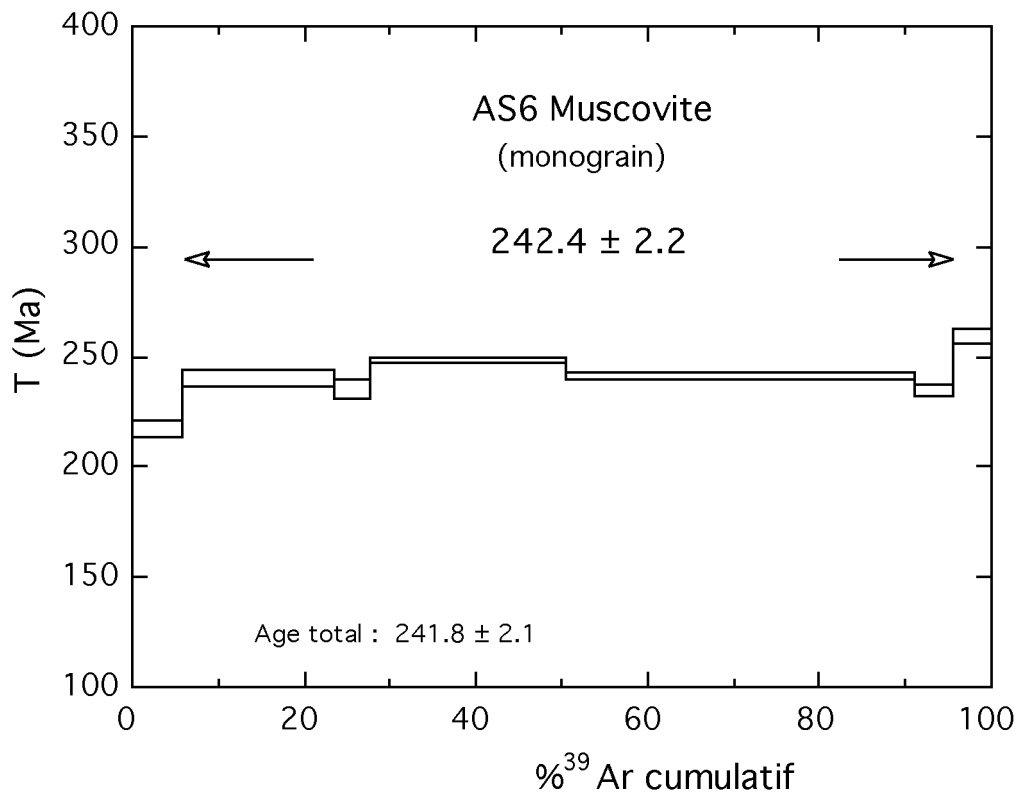


Figure V.9 : Spectre d'âges d'un monograin de muscovite de l'échantillon AS6 définissant un âge plateau de $242,4 \pm 2,2$ Ma pour plus de 90% de l'³⁹Ar total.

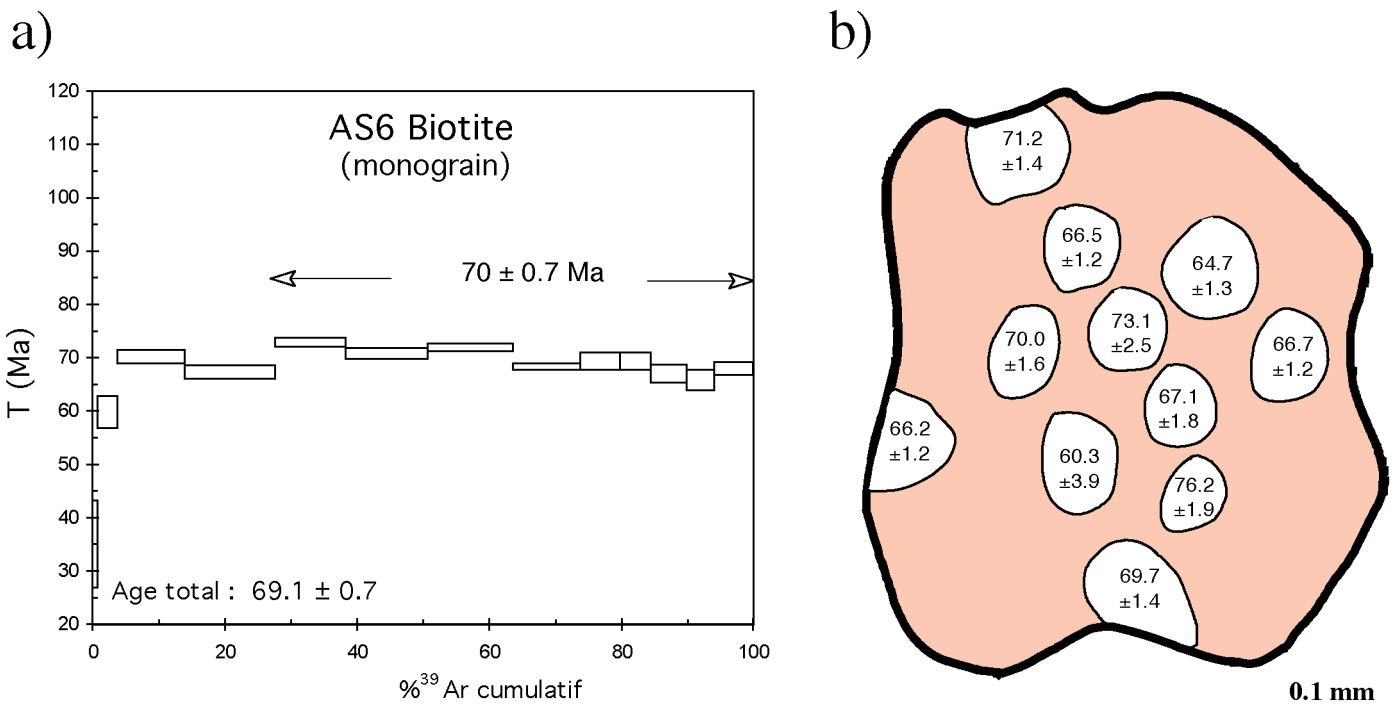


Figure V.10 : a) Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon AS6 définissant un âge intégré de $70 \pm 0,7$ Ma pour plus de 70% de l'³⁹Ar total. b) Carte d'âges d'une biotite de l'échantillon AS6. Les âges évoluent de manière aléatoire à l'intérieur du cristal, entre $60,3 \pm 3,9$ Ma à $76,2 \pm 1,9$ Ma.

donc jusqu'à $291,1 \pm 3,2$ Ma, c'est-à-dire un âge proche de celui des déformations hercyniennes à l'origine de la formation des gneiss et de la fermeture initiale de la muscovite pour l'argon.

Une biotite du même échantillon a donné un spectre fortement discordant où, après une première partie du spectre relativement «plate» aux alentours de $235,2 \pm 2,8$ Ma, les âges diminuent jusqu'à $186,1 \pm 6,7$ Ma avant de remonter à $217,9 \pm 2,4$ Ma en fin de dégazage (fig. V.12). Cette discordance des âges, souvent rencontrée dans les socles anciens partiellement repris (Maluski, 1978, Monié et Maluski, 1983), tout au long du dégazage ne semble pas liée à l'évolution des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Un âge total de $221,7 \pm 2,2$ Ma a pu être calculé. Comme pour les biotites issues des autres massifs gneissiques de ZA (Aston, Canigou), le système K-Ar des biotites du massif de l'Hospitalet a été ouvert postérieurement à sa fermeture à l'hercynien. Néanmoins, l'âge obtenu sur la biotite de ce massif constitue l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ le plus vieux connu sur les biotites du socle gneissique, ce qui laisse à penser que l'événement thermique à l'origine de ces ouvertures du système K-Ar a été moins intense au niveau du massif de l'Hospitalet. Jagër et Zwart (1968), en mettant en évidence de plus faibles taux de réhomogénéisation du système Rb-Sr dans les biotites du massif de l'Hospitalet que dans celles du massif de l'Aston, étaient arrivés aux mêmes conclusions.

iv) Apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique dans les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet de part et d'autre de la faille de Mérens

Les feldspaths potassiques de deux échantillons situés de part et d'autre de la faille de Mérens ont été analysés pour essayer de contraindre le refroidissement de chacun des massifs de l'Aston et de l'Hospitalet.

Les feldspaths potassiques de l'échantillon AS5 prélevé au niveau du barrage de Laparan (massif de l'Aston – toit de la faille de Mérens) et équivalent à l'échantillon AS6, donnent un spectre de forme concave, habituel pour ce type de minéral (McDougall et Harrison, 1999), mais très irrégulier (fig. V.13a). Les premiers paliers, représentant moins de 5% de l'argon total, sont marqués par des âges en excès diminuant très rapidement jusqu'à un minimum à $42,3 \pm 0,9$ Ma. Les âges remontent ensuite jusqu'à $164 \pm 0,9$ Ma en fin de dégazage. Les trois derniers paliers correspondent à des températures d'extraction de 1400°C (supérieur à la fusion incongruente de feldspath potassique) où la contribution du blanc analytique a été certainement sous-estimée. Nous ne retiendrons donc comme significative thermochronologiquement que la partie entre 5 et 30% de l'argon dégazé qui donne des âges de 42 à 50 Ma correspondant à la fermeture rapide du système à environ 150°C . Cette faible représentativité du spectre d'âge ainsi que des paramètres de diffusion très inhabituels pour ce genre de minéraux ($E = 73,2$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 6$ cm²/s (fig. V.13b)) ne nous ont pas permis de reconstituer l'évolution thermique de cet échantillon.

De l'autre côté de la faille de Mérens (massif de l'Hospitalet – mur de la faille de Mérens), les feldspaths potassiques de l'échantillon AS3 fournissent un spectre marqué dès les premiers paliers par un pseudo-plateau à $39,3 \pm 1$ Ma pour 30% de l'argon total (fig.

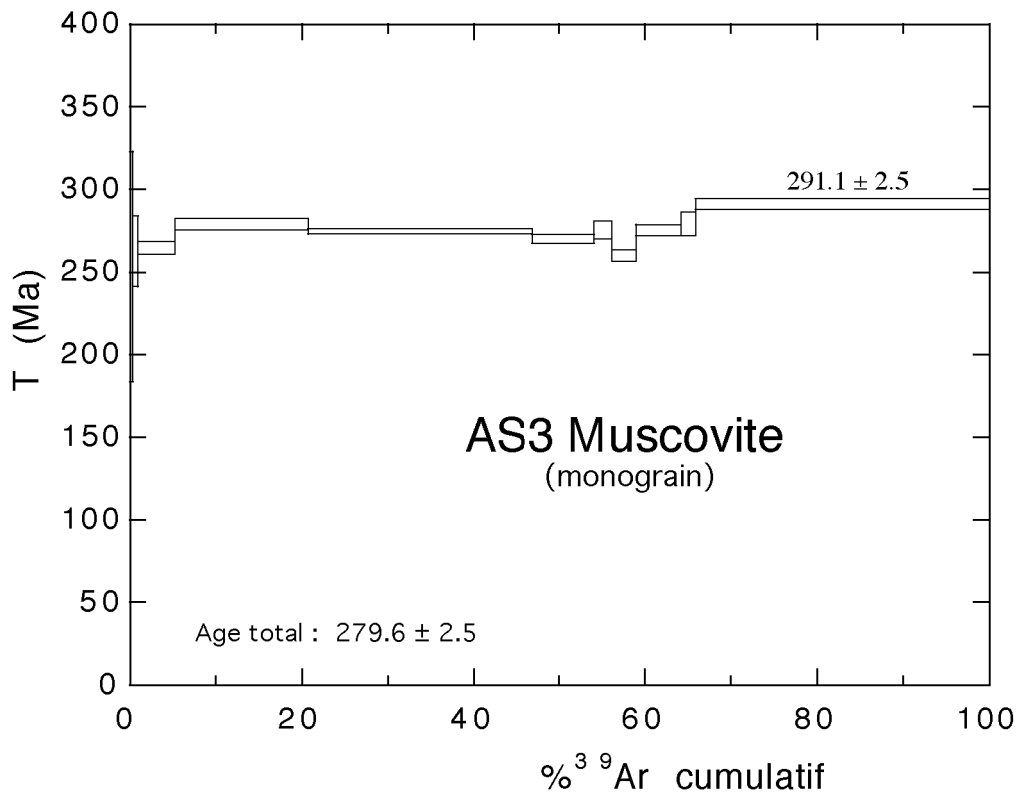


Figure V.11 : Spectre d'âges d'un monograin de muscovite de l'échantillon AS3 définissant un âge plateau de $274,5 \pm 2,5$ Ma pour plus de 65% de l' ^{39}Ar total.

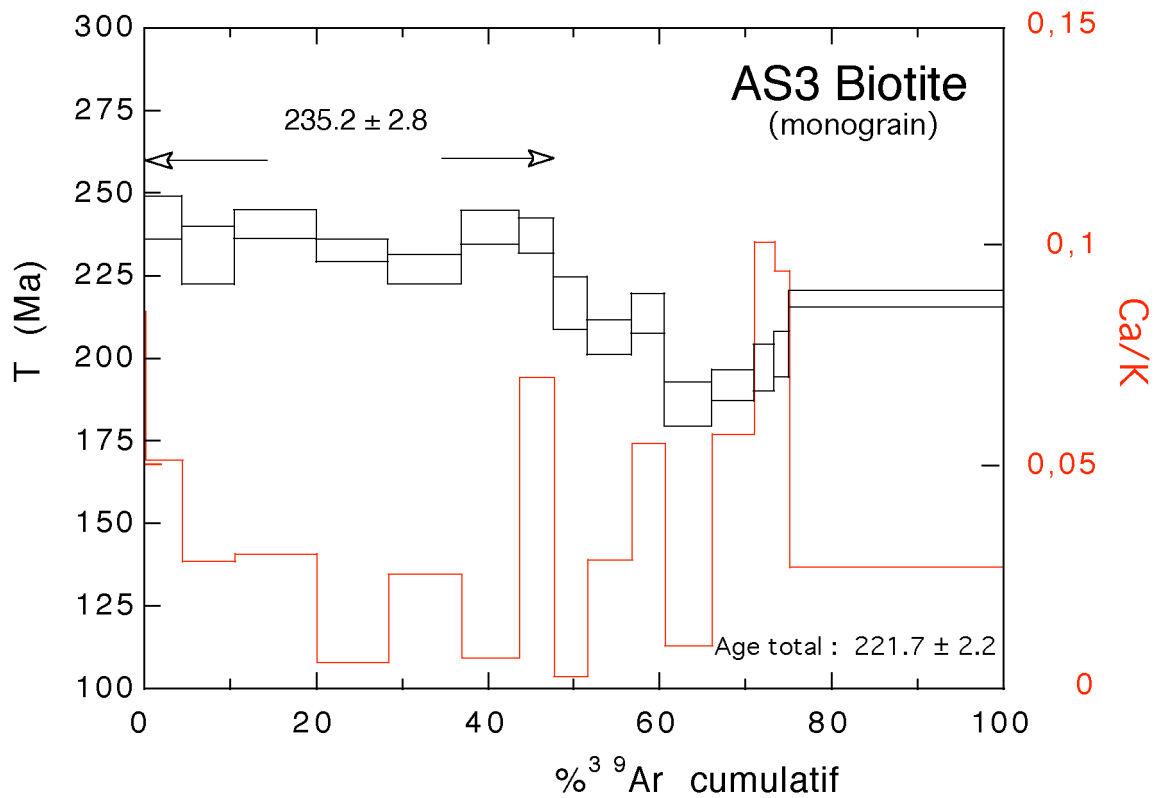


Figure V.12 : Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon AS3 de forme très discordante. Un âge intégré de $235,2 \pm 2,8$ Ma peut être calculé pour la première moitié du spectre.

V.14a). Les âges augmentent ensuite de façon assez irrégulière jusqu'à $103,3 \pm 1,3$ Ma avant de redescendre à $77,2 \pm 0,8$ Ma. Les très faibles quantités de chlore et de calcium rendent les variations des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ non significatives (comme c'est également le cas pour les feldspaths potassiques de l'échantillon AS5). La procédure particulière de dégazage préconisé par Lovera et al. (1991) ainsi que la mesure précise de la température ont permis d'extraire les caractéristiques moyennes de diffusion de cette population $Q = 29,3$ kcal/mole et $\log D_0/r^2 = 0,79$ cm²/s (fig. V.14b) qui ont été utilisées pour modéliser l'histoire thermique de l'échantillon AS3. La courbe de refroidissement ainsi déterminée grâce à la théorie des multi-domaines (Lovera et al., 1989) et un programme d'inversion du type de celui de Lovera et al. (1997) montre un refroidissement rapide, toutefois très mal contraint, depuis 120 Ma jusqu'à environ 100 Ma (fig. V.15). Une période de lent refroidissement est ensuite mise en évidence jusqu'à environ 75 Ma. Ensuite le refroidissement s'accélère faiblement avant de subir une très importante accélération à 40-45 Ma. On peut d'ores et déjà constater que l'âge de cette brutale accélération du refroidissement de l'échantillon AS3 peut être corrélé aux âges minimums du spectre d'âges des feldspaths potassiques de l'échantillon AS5.

L'augmentation du taux de refroidissement, dûe vraisemblablement à l'activité de chevauchements pyrénéens en profondeur, est datée à environ 40-45 Ma par le modèle thermique réalisé à partir du spectre d'âges des feldspaths potassiques de l'échantillon AS3 et par les âges minimums obtenus sur les feldspaths potassiques de l'échantillon AS5. Ces deux échantillons ne semblent pas montrer d'histoire thermique cénozoïque contrastée malgré leur position relative de part et d'autre de la faille de Mérens. L'activité des zones mylonitiques de Soulcem et Lapan à 58 Ma ne semble pas avoir d'influence sur le refroidissement différentiel des massifs. Il faut toutefois noter la très mauvaise définition du spectre d'âge de l'échantillon AS5 qui nous empêche de déterminer précisément le début de l'augmentation du refroidissement (il apparaît toutefois difficile, à partir de la forme du spectre d'âge de lui donner un âge aux environs de 58 Ma). L'âge à 40-45 Ma pour le début d'une période de refroidissement rapide ne semble donc pas être lié à l'activation des chevauchements ductiles au sein même des massifs de l'Aston et de l'Hospitalet. Il pourrait correspondre à l'activation des chevauchements qui émergent plus au sud et qui ont été activés dans des domaines relativement superficiels. Les âges traces de fission d'environ 28 Ma sur le massif de l'Hospitalet et de 31 à 35 Ma sur le massif de l'Aston (Morris et al., 1998) traduisent une exhumation de ces massifs à l'Oligocène certainement en relation avec ces chevauchements. La différence d'âge traces de fission entre ces deux massifs est la trace d'une exhumation différentielle dûe vraisemblablement à un mouvement chevauchant vers le sud de la faille de Mérens.

c) Conclusion

L'histoire thermo-tectonique des gneiss de l'Aston semble assez similaire à celle déterminée sur le granite de Soulcem. Ainsi un événement thermique généralisé semble affecter les gneiss de l'Aston, en conduisant entre le Crétacé moyen et le Crétacé terminal à

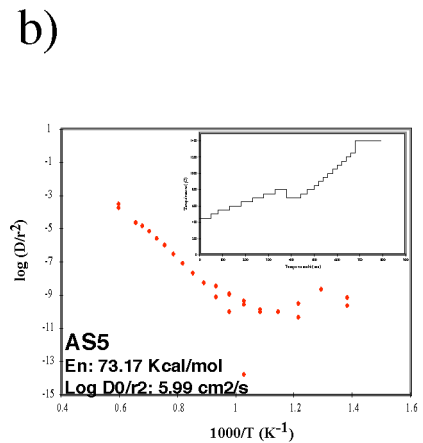
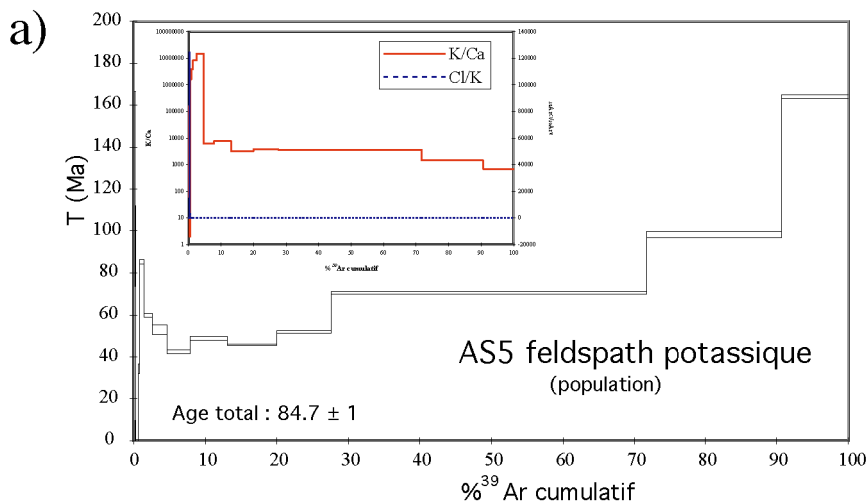


Figure V.13 : a) Spectre d'âges d'une population de feldspath potassique de l'échantillon AS5. L'évolution des rapports K/Ca et Cl/K est présentée en encart. b) Diagramme d'Arrhénius de la population de feldspath potassique de l'échantillon AS(dont le spectre d'âges est présenté sur la figure ?. La procédure de chauffage adoptée est donnée en encart. Les paramètres de diffusion calculés à partir de ce diagramme sont $E = 73,13$ kcal/mole et $\log D_0/r_2 = 5,99$ cm²/s.

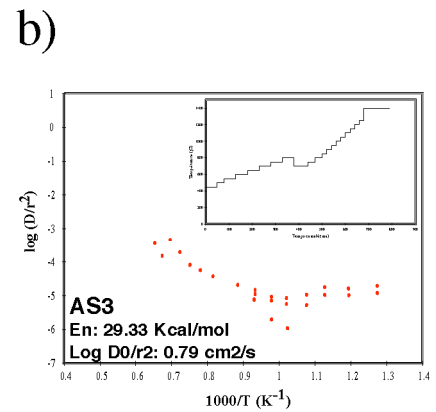
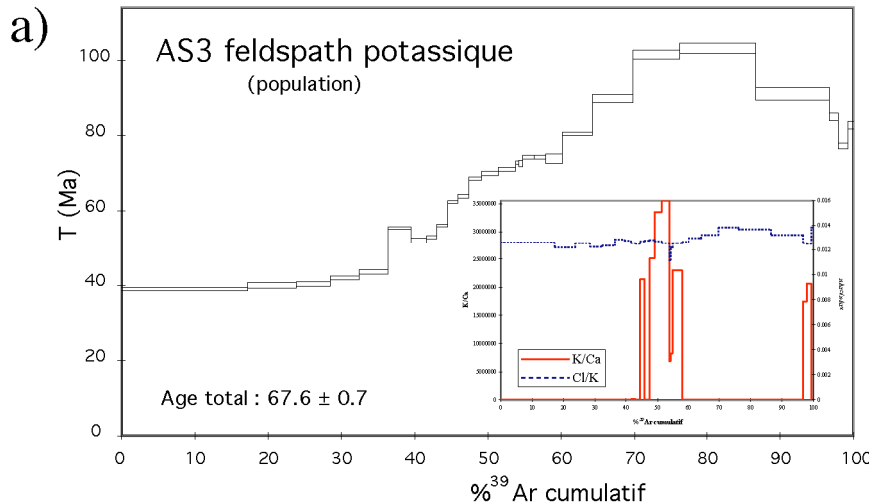
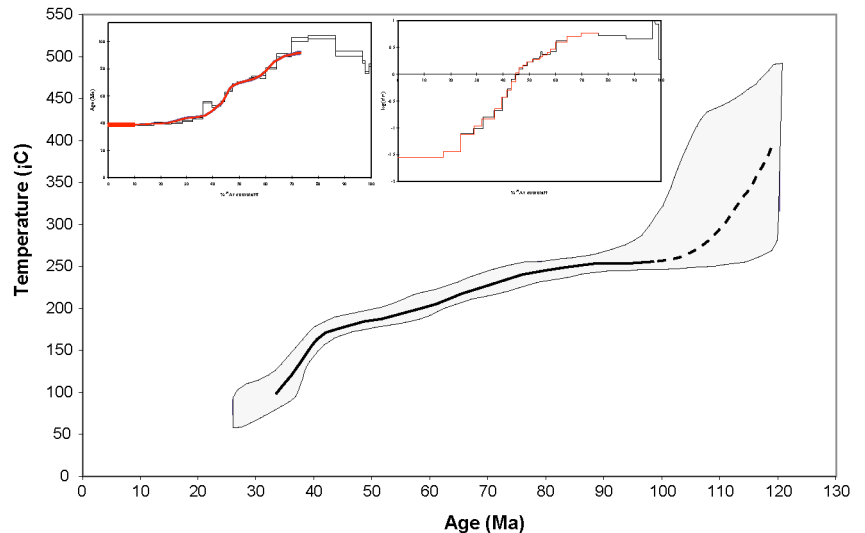


Figure V.14 : a) Spectre d'âges d'une population de feldspath potassique de l'échantillon AS3. L'évolution des rapports K/Ca et Cl/K est présentée en encart. b) Diagramme d'Arrhénius de la population de feldspath potassique de l'échantillon AS3 dont le spectre d'âges est présenté sur la figure ?. La procédure de chauffage adoptée est donnée en encart. Les paramètres de diffusion calculés à partir de ce diagramme sont $E = 29,3$ kcal/mole et $\log D_0/r_2 = 0,8$ cm²/s.

Figure V.15 : Modélisation de l'histoire du refroidissement de l'échantillon AS3 à partir de la théorie de la diffusion multi-domaines (Lovera et al., 1989) appliquée au feldspath potassique. Le trait noir constitue le meilleur chemin T-t trouvé par le programme. Les parties en pointillés correspondent aux portions mal contraintes de cette histoire de refroidissement. La zone ombrée est l'enveloppe à 90% de confiance autour de ce meilleur trajet T-t. Le spectre d'âges théorique (?) correspondant à l'histoire de refroidissement est comparé au spectre d'âges réel en encart.



une ouverture plus ou moins importante du système K-Ar des micas et des feldspaths potassiques selon leurs rétentivités respectives. Cet événement est certainement à rapprocher de celui également mis en évidence au niveau des gneiss du Canigou (cf. chapitre III). Ensuite un épisode de déformation intense localisée sur des zones étroites (Majoor, 1988) se produit vers $58,1 \pm 1,6$ Ma en accord avec l'âge K-Ar à 56 ± 5 Ma déterminé par Majoor (1988). Cet âge, qui constitue vraisemblablement un âge de cristallisation étant donné les basses températures qui prévalent pendant la mylonitisation (Dunlap, 1997), suggère que l'âge modèle Rb-Sr de 63-69 Ma (Majoor, 1988) doit être légèrement vieilli par une faible composante héritée. Cet épisode de cisaillement, dont la cinématique en faille inverse dextre implique la remontée du massif de l'Aston par rapport au massif de l'Hospitalet pourrait expliquer les différences de taux de réhomogénéisation isotopique entre les deux massifs. En effet, avant l'activation du cisaillement, les roches du massif de l'Aston actuellement à l'affleurement devaient se trouver à des niveaux structurellement plus bas que celles du massif de l'Hospitalet et ainsi être soumises plus facilement à un réchauffement d'origine profonde comme le démontre les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les biotites des gneiss de ces deux massifs (≈ 220 Ma pour l'Hospitalet et ≈ 70 Ma pour l'Aston) qui confirment une précédente étude Rb-Sr (Jäger et Zwart, 1968). Cette hypothèse n'est cependant pas confirmée par les analyses effectuées sur les feldspaths potassiques qui ne semblent pas indiquer de comportement différentiel pour le refroidissement des massifs de l'Aston et de l'Hospitalet à 58 Ma. Il serait tout de même nécessaire de confirmer les deux spectres d'âges des feldspaths potassiques pour clarifier définitivement le problème de l'influence de la faille de Mérens sur l'histoire de refroidissement de ces massifs et plus particulièrement sur celle de l'Aston qu'elle est censée exhumer. En plus d'une étude thermochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique, l'important dénivelé de ces deux massifs pourrait permettre une étude précise de leur surrection différentielle par l'utilisation des méthodes traces de fission et (U-Th)/He sur des profils altitudinaux.

2.4 La Zone Mylonitique de Puyvalador à la bordure sud du granite de Quérigut

a) Présentation

La troisième zone de cisaillement étudiée sur la faille de Mérens est la plus orientale. Elle vient prendre en écharpe la bordure sud du granite tardi-hercynien de Quérigut ainsi que son auréole de contact (fig. V.16) (Saillant, 1982). Deux échantillons de granodiorite non déformée ont été prélevés, le premier au centre du massif et le second au sud du massif proche de la zone de cisaillement. Une ultramylonite (échantillon QUE4) provenant de la zone mylonitique de Rieutord (Saillant, 1982) a aussi été échantillonnée sur les pentes de la station de ski de Puyvalador. Nous avons observé des critères de cisaillement en faille inverse dextre vers le sud (fig. V.18), similaires à ceux décrits par Saillant (1982).

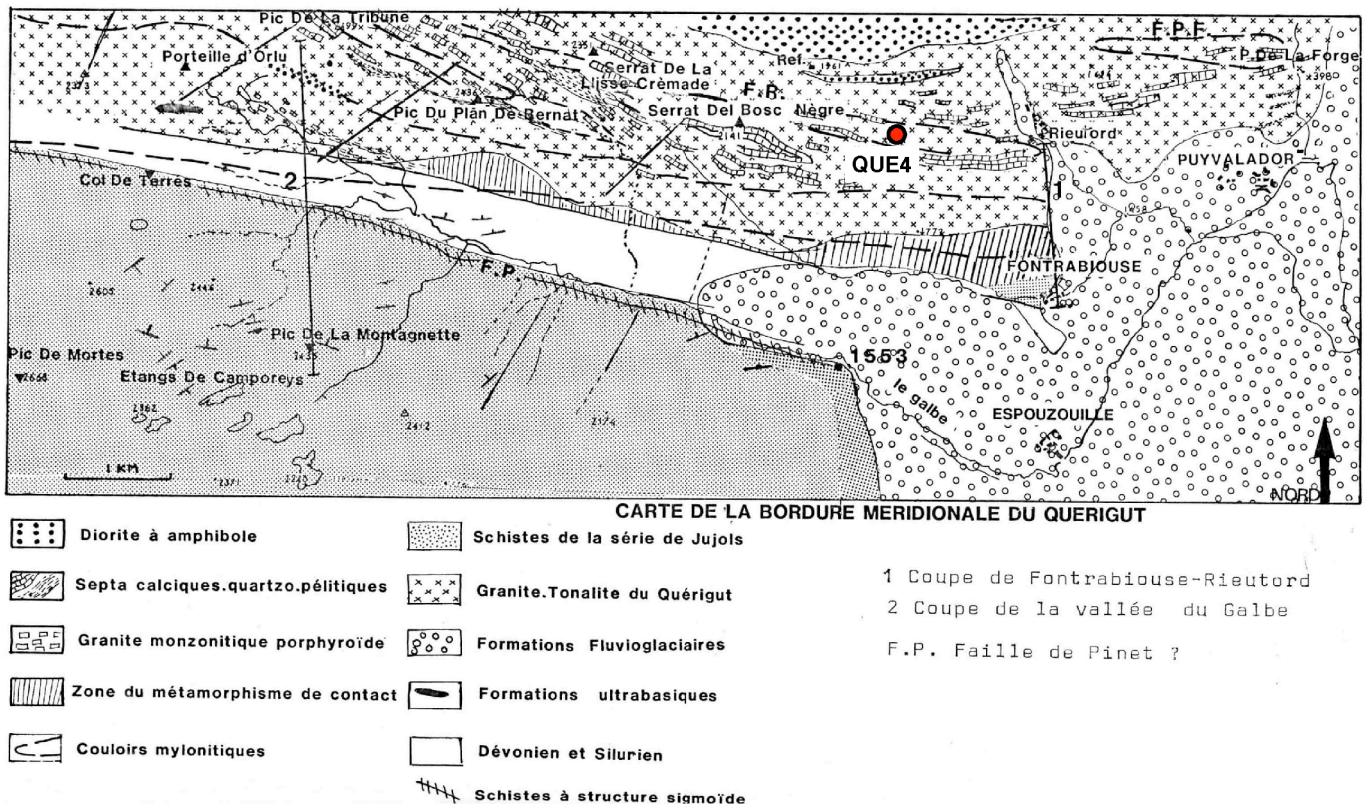


Figure V.16 : Carte géologique simplifiée de la bordure sud du granite de Quérigut pris en écharpe par la faille de la Têt (Saillant, 1982).

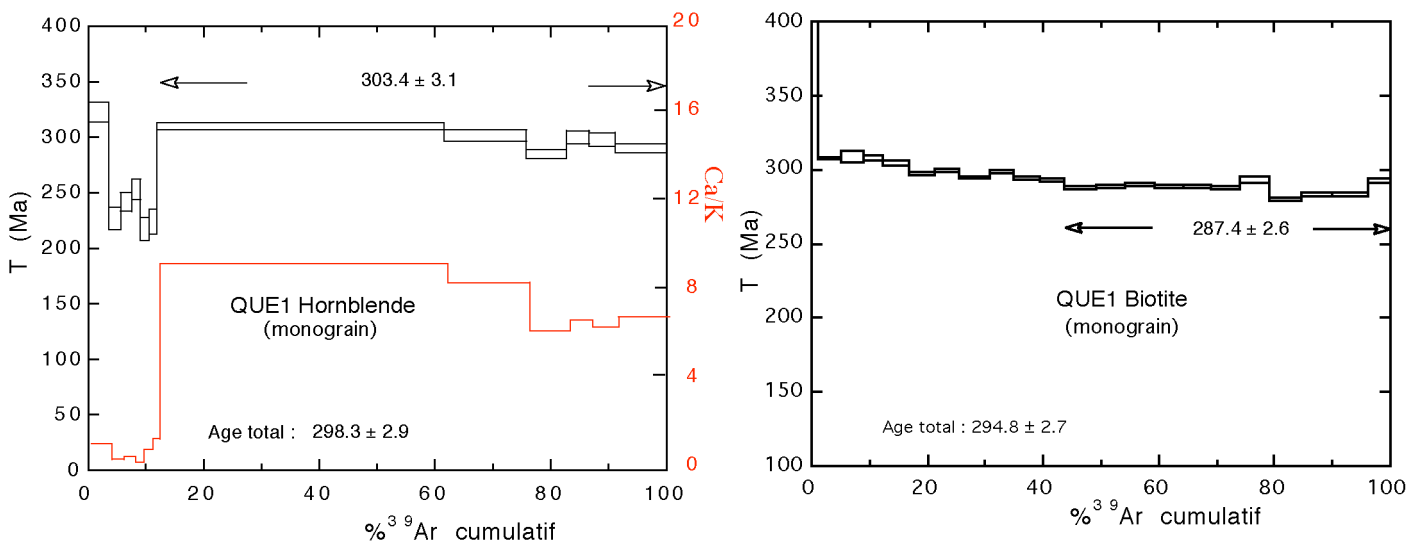


Figure V.17 : a) Spectre d'âges d'un monograin de hornblende de l'échantillon QUE1 définissant un âge intégré de $303,4 \pm 3,1$ Ma pour 88% de l' ^{39}Ar total. b) Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon QUE1 définissant un âge intégré de $287,4 \pm 2,6$ Ma pour 56% de l' ^{39}Ar dégazé.

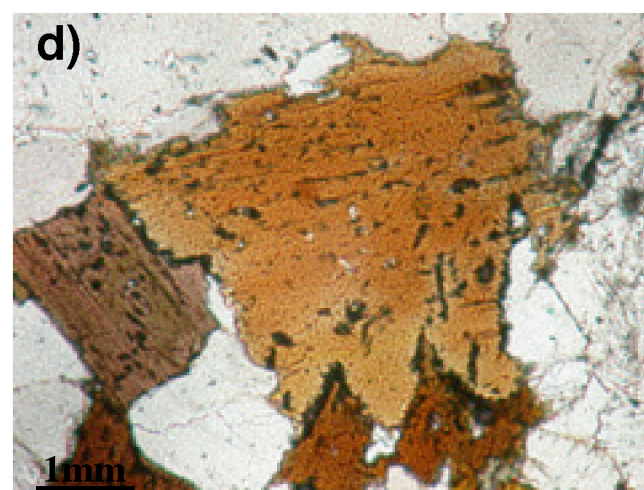
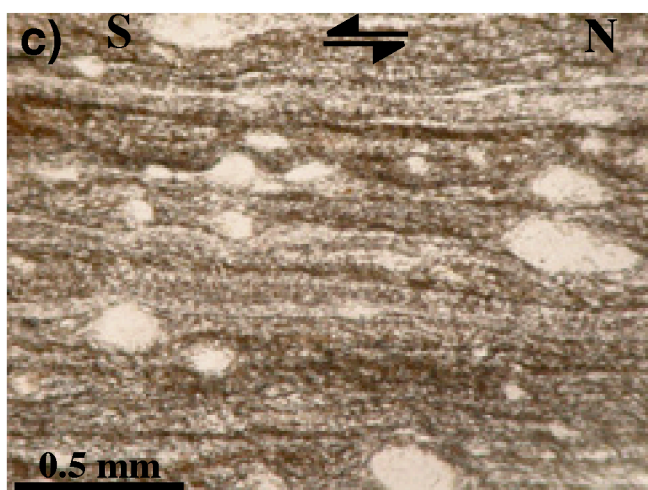
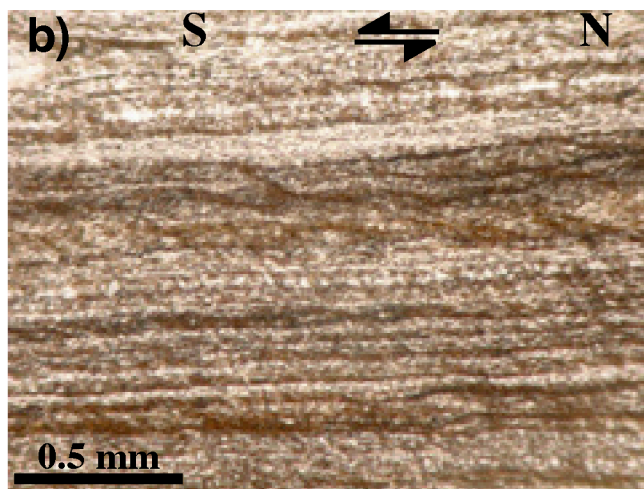
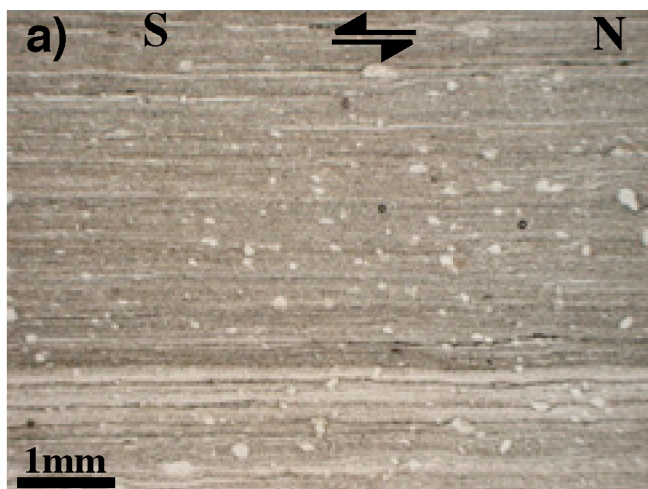


Figure V.18 : a) Alternance de lits très fins micacés (biotite) et quartzo-feldspathique dans l'échantillon mylonitique QUE4 (lumière naturelle) ; b) Idem a (lumière naturelle) ; c) Clastes d'albite dans l'échantillon QUE4 (lumière naturelle) ; d) Biotite de l'échantillon granitique QUE2 ne montrant pas de déformation (lumière naturelle).

b) Résultats et interprétations

i) Echantillon QUE1

Une amphibole et une biotite ont été extraites d'un échantillon de granodiorite non déformée (QUE 1) situé au coeur du massif sur la D25 un kilomètre à l'ouest de la station de ski de Mijanès-Latrabe. Le dégazage progressif d'une amphibole de l'échantillon QUE1 a donné un spectre scindé globalement en deux parties (fig. V.17a). La première montre des âges entre 215 Ma et 255 Ma associés aux rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ les plus faibles tandis que la deuxième affiche un plateau à $303,4 \pm 3,1$ Ma pour 88% de l' ^{39}Ar total dégazé associé à des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevés. Les âges relativement jeunes des premières fractions de dégazage résultent probablement de la contamination par des inclusions de phyllosilicates (Wartho, 1995) au sein du réseau des amphiboles. Celles-ci sont certainement des biotites où la plus forte teneur en potassium conduit aux faibles rapports Ca/K et Cl/K. L'âge plateau de **$303,4 \pm 3,1$ Ma** résulte strictement du dégazage de l'argon à partir du réseau de l'amphibole (rapport Ca/K entre 6 et 8).

La biotite de ce même échantillon a donné un spectre discordant montrant une décroissance régulière des âges (fig. V.17b). Ainsi après les premières fractions de dégazage montrant des âges fortement en excès, les âges diminuent régulièrement depuis environ 310 Ma jusqu'à un minimum à $283,4 \pm 1,3$ Ma. Un âge intégré de **$287,4 \pm 2,6$ Ma** pour les 56 derniers pour cent d' ^{39}Ar dégazé a pu être déterminé.

Ces âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ déterminés sur une hornblende ($303,4 \pm 3,1$ Ma) et sur une biotite ($287,4 \pm 2,6$ Ma) de l'échantillon non déformé QUE1 prélevé au coeur du pluton granodioritique de Quérigut sont interprétés comme des âges de refroidissement postérieurs à la mise en place du magma daté à 307 ± 2 Ma (Roberts et al., 2000). Ils sont en parfait accord avec les âges déterminés sur les hornblendes des granites de Mont-Louis ($299,8 \pm 2,9$ Ma) et de Saint-Laurent ($303,3 \pm 2,3$ Ma) et ceux déterminés sur les biotites des mêmes granites ($292,6 \pm 2,8$ Ma pour Mont-Louis et $286,1 \pm 2,2$ Ma pour Saint-Laurent). Ils traduisent respectivement la traversée des isothermes $550 \pm 50^\circ\text{C}$ et $325 \pm 25^\circ\text{C}$.

ii) Echantillon QUE2

Vingt fusions ponctuelles ont été réalisées sur une biotite (fig. V.17d) provenant d'un échantillon de granodiorite situé à la bordure sud du massif granitique sur la D32 à deux kilomètres au nord du barrage de Puyvalador (échantillon QUE 2). Les âges se répartissent entre $202,5 \pm 2$ Ma au coeur du cristal et $105,4 \pm 1,7$ Ma à la bordure (fig. V.19). On constate une zonation coeur-bordure très régulière qui ne semble pas être liée à une évolution systématique des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Dans cet échantillon, aucun âge hercynien n'est préservé par opposition aux biotites de l'échantillon QUE1. L'absence de lien entre la diminution des âges et l'évolution des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ainsi que l'absence de phénomènes de recristallisation observables en microscopie optique laissent à faire penser que la zonation coeur-bordure des âges apparents est le résultat d'une perte partielle d'argon radiogénique liée à un phénomène de diffusion volumique relatif à un événement purement thermique postérieur à $105,4 \pm 1,7$ Ma (âge le

QUE2 Biotite

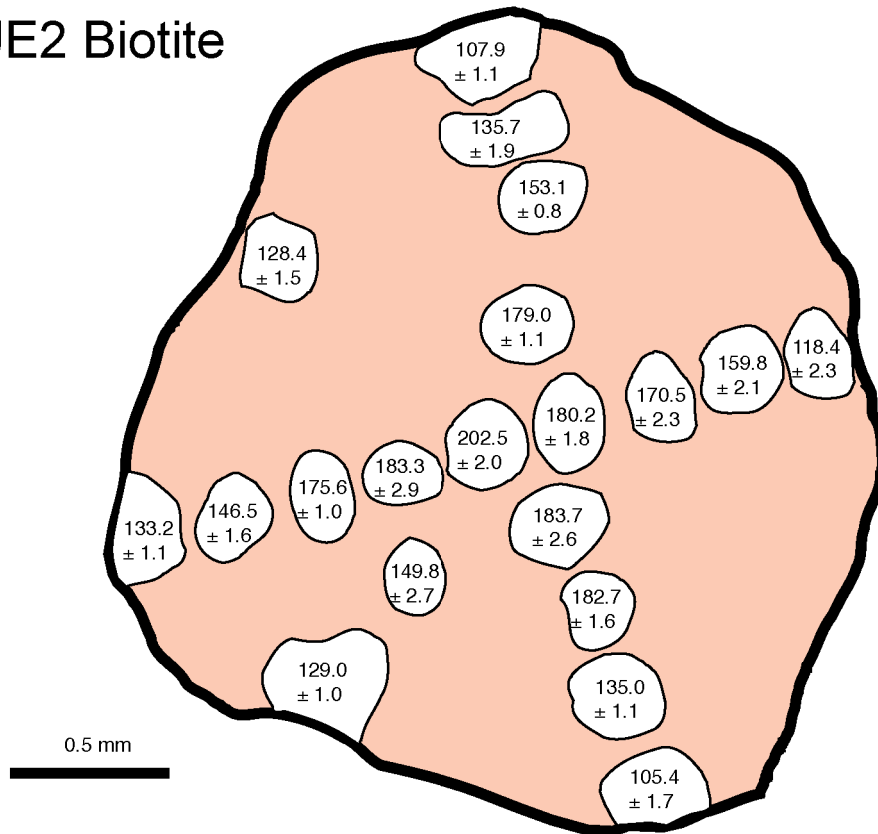


Figure V.19 : Carte d'âges d'une biotite de l'échantillon QUE2. On observe une très belle et régulière zonation coeur-bordure avec les âges les plus vieux au coeur du cristal (maximum à $202,5 \pm 2$ Ma) et les plus jeunes à la périphérie (minimum à $105,4 \pm 1,7$ Ma).

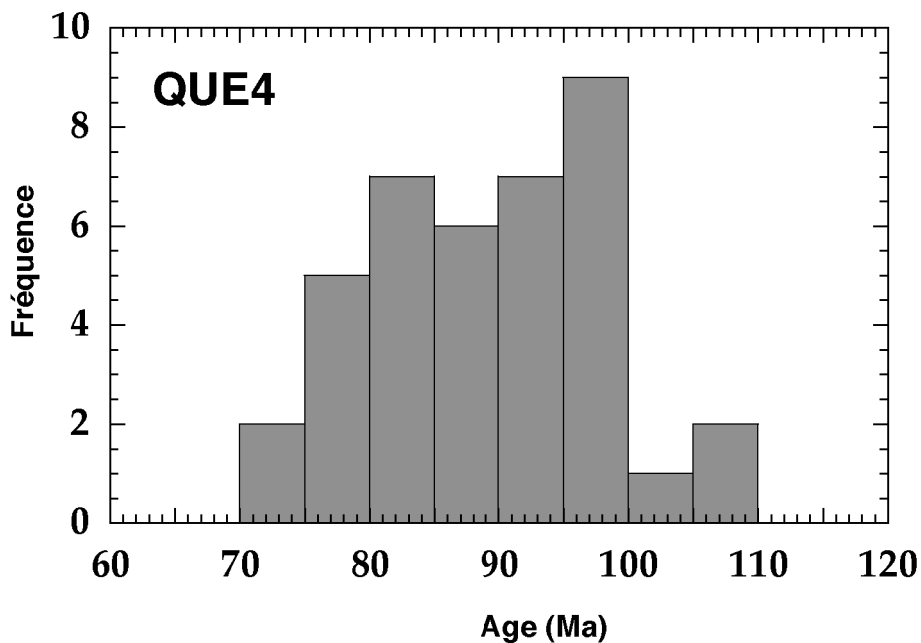


Figure V.20 : Histogramme de fréquence des âges de fusions ponctuelles réalisées dans les zones ultradéformées à biotite + quartz de l'échantillon QUE4. Aucun maximum n'a pu être déterminé. On constate cependant une diminution de la fréquence depuis 95-100 Ma vers 70-75 Ma. Les trois analyses supérieures à 100 Ma sont certainement affectées par une composante d'argon héritée.

plus jeune obtenu à la bordure de la biotite de QUE 2). Les échantillons QUE1 et QUE2 présentent donc un comportement isotopique très différent. Le réchauffement, évoqué précédemment comme responsable de la perturbation du système K-Ar des micas des faciès non déformés de l'Aston et de Soulcem mais également du Canigou (cf. chapitre III), est localisé à la proximité de la zone de cisaillement de Mérens immédiatement au sud. Ce réchauffement ne présente pas le caractère généralisé mis en évidence au niveau du socle gneissique (Aston, Canigou et dans une moindre mesure Hospitalet).

iii) Echantillon QUE4


L'échantillon d'ultra-mylonite QUE4 est composé d'un litage de lits micacés à biotite (contrairement aux échantillons mylonitiques SOU1 et AS7 étudiés précédemment où les zones ultra-déformées sont soulignées par du mica blanc plus ou moins phengitique) et de lits quartzeux (fig. V.17 a, b, c). Des clastes d'albite sont également présents. La très faible taille des minéraux n'a pas permis une analyse précise de leur composition chimique à la sonde électronique (sauf pour l'albite). Trente huit fusions ponctuelles donnent des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apparents (biotite + quartz \pm albite) répartis entre $70,6 \pm 0,5$ Ma et $107,1 \pm 1,4$ Ma sans qu'un véritable maximum ne soit identifiable (fig. V.20). Toutefois, on peut remarquer une croissance régulière de la fréquence des âges de 70 Ma à 95-100 Ma et une chute brutale de 100 à 110 Ma. Les âges les plus vieux se corrént avec les rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ les plus élevés.






Ces âges dispersés entre 70 à 107 Ma pourraient être l'expression d'un événement mylonitique crétacé moyen comme pour les zones de cisaillement affectant le massif du Saint-Barthélémy et le granite de Millas (Costa et Maluski, 1988; Monié et al., 1994). Cependant la cinématique en décro-chevauchement dextre de la zone de cisaillement est difficilement compatible avec le contexte géodynamique transtensif sénestre Nord-Pyrénéen du Crétacé moyen (Choukroune et Mattauer, 1978; Olivet, 1996). Le fait que la diminution des âges soit liée à la diminution des rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ semble plutôt explicable par un phénomène de recristallisation statique qui enrichisse en chlore le réseau cristallin de biotite pré-existante. Cette recristallisation statique pourrait traduire les effets d'un simple réchauffement par des fluides qui circulent dans des zones de cisaillement pré-existantes (Etheridge et al., 1983; Reynolds et Lister, 1987). Dans les parties «*hautes*» de l'édifice hercynien (granitoïdes mis en place au-dessus des gneiss), l'influence de cet événement serait localisée à proximité des zones de cisaillement (Brady, 1988) plus perméables qui chenalisent les circulations de fluides (Beach et Fyfe, 1972) de moins en moins chloré au cours du temps. Les effets d'un tel réchauffement sur des micas de très petite dimension, de l'ordre du μm , tendent à induire une remise à zéro totale du chronomètre argon sur biotite (cf. Effet de la dimension de diffusion effective a sur la température de fermeture T_c dans chapitre II). Les conditions thermiques nécessaires à la perte d'argon radiogénique semblent s'établir vers 95-100 Ma (les trois âges supérieurs à 100 Ma sont certainement contaminés par une faible composante héritée) lors de l'épisode transtensif Crétacé moyen bien connu dans les Pyrénées qui perdure jusqu'à au moins $70,6 \pm 0,5$ Ma (âge le plus jeune obtenu sur QUE4).

Aucun âge de 57-58 Ma mis en évidence sur les autres zones de la faille de Mérens (Soulcem et Lapanan) n'est obtenu sur les faciès de Quérigut. L'événement compressif

Paléocène supérieur ne semble pas représenté ici. On ne peut toutefois totalement exclure l'hypothèse de cristallisations syn-cinématiques à 100-110 Ma suivies par une réouverture partielle à la fin du Crétacé qui permet l'expulsion du chlore du réseau des biotites. Les zones mylonitiques strictement alpines que l'on a mis en évidence précédemment semblent fonctionner dans des conditions plus froides, de stabilité du mica blanc (\pm phengitique). La zone mylonitique de Rieutord-Puyvalador serait donc d'âge hercynien, comme précédemment suggéré par Saillant (1982), sans rejeu notable à l'alpin si ce n'est une importante phase thermique statique au Crétacé moyen certainement en relation avec des circulations fluides dans les zones plus perméables que constituent les zones mylonitiques.

2.5 Conclusion

L'ensemble des âges intermédiaires entre l'hercynien et l'alpin s.l. obtenus sur les différents faciès non déformés nous permet d'établir l'existence d'un régime de haute température capable d'affecter le système K-Ar des micas. Celui-ci est en partie contemporain du métamorphisme HT de la Zone Interne Métamorphique. Comme cela était déjà suggéré par McCaig et Miller (1986), ce régime pourrait persister durant le Crétacé supérieur. En effet, dans les parties les plus profondes de la chaîne comme les massifs gneissiques de l'Aston (ci-dessus), du Canigou (Albarède et al., 1978  chapitre III), des Albères (chapitre IV) des âges plus récents que le Crétacé moyen sont mis en évidence. Ils traduisent la persistance d'un régime thermique élevé durant toute cette période avant le réajustement des isothermes.

Dans des niveaux structuraux supérieurs, des circulations fluides vont s'installer au travers de zones de cisaillement préexistantes (probablement hercyniennes) qui constitue des chenaux de transport préférentiel. Ces circulations pourraient expliquer les âges Crétacé moyen obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur ces zones ou à proximité (Costa et Maluski, 1988  Monié et al., 1994  Nicolas, 1998) alors que le système U-Pb des zircons et monazites n'est pas perturbé (Delaperrière et al., 1994). Ensuite, la compression pyrénéenne conduit à l'individualisation de zones de cisaillement à micas blancs phengitiques en faille inverse, globalement dextre, vers le sud à 57-58 Ma. Cette déformation compressive se concentre sur des zones peu épaisses, si bien que l'amplitude des mouvements qu'elle engendre est certainement « peu  importante comme tendent à le montrer les modélisations de l'histoire du refroidissement des massifs de l'Aston et de l'Hospitalet. La déformation passe ensuite dans le domaine cassant (Laumonier et Baetens, 1986  Soliva et al., 1992). Ces âges de fonctionnement sont en bon accord avec les informations précédemment obtenues sur le granite de Mont-Louis où l'on a pu noter une nette accélération du refroidissement à environ 60 Ma (cf. chapitre III). Ces âges marquent le début de la phase orogénique pyrénéenne, et la mise en place des premiers reliefs dans la ZA, au Paléocène.

3. La Zone de cisaillement du Boulou-Le Perthus

3.1 Présentation

Soliva (1992) et Soliva et al. (1991) ont réalisé une étude structurale précise de cette zone cisailante. Celle-ci orientée NW-SE avec un pendage moyen vers le NE affecte principalement la bordure orientale du pluton granitique du Saint-Laurent (fig. V.21). Les critères de cisaillement (micas en poisson, queues de cristallisations, structures C/S, figures d'enroulement dissymétriques, déformation plastique du quartz) indiquent un fonctionnement en décro-chevauchement dextre vers le SW dans les conditions du faciès schistes verts avec la cristallisation de petites biotites vertes. Du point de vue de la géochronologie, cette faille est beaucoup moins bien connue. Des clastes de biotites provenant d'échantillons déformés de la zone de cisaillement ont donné des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ crétaqués moyens (Soliva et al., 1993) différents de ceux d'environ 50 Ma obtenus sur des biotites et des feldspaths de faciès gneissique et mylonitique (Soliva, 1992).

Trois types d'échantillons différents ont été analysés lors de cette étude. Ils ont tous été échantillonnés parallèlement à la foliation mylonitique à moins de 500 mètres l'un de l'autre en bordure de la N9 à 2,5 kilomètres au NW du Perthus (fig. V.21). La première catégorie est constituée de deux échantillons (PER4 et 5) de granite sub-isotrope prélevés au sein de la zone de cisaillement qui apparaît donc très inhomogène (fig. V.22 e, f). La seconde est représentée par des mylonites (échantillon PER1 et 2) à quartz, chlorite, épidote \pm biotite du même type que celles décrites par Soliva (1992) (fig. V.22 a, b, c). La troisième est un faciès qui jusqu'à maintenant n'avait pas encore été décrit dans cette zone (échantillon PER3). Il s'agit d'un faciès mylonitique à ultra-mylonitique à micas blancs phengitiques (fig. V.22d et cf. Annexe III E) dont la foliation (N140) est légèrement sécante sur la foliation mylonitique principale marquée essentiellement par la biotite. La cinématique apparente de cette zone est en décro-chevauchement dextre vers le sud-est tout comme la zone mylonitique principale. Cette similarité de direction structurale et la faible épaisseur du niveau mylonitique à micas blancs phengitiques font qu'il est difficile de mettre en évidence cette zone de déformation particulière au sein de la zone mylonitique du Boulou-Le Perthus.

3.2 Résultats et interprétations

a) Echantillon PER4 et 5

Deux clastes de biotites issues de deux échantillons (PER4 et 5) d'un faciès sub-isotrope du granite dans la zone de cisaillement ont été analysées par dégazage progressif. La première (échantillon PER4) donne un spectre décroissant où les trois premières fractions de dégazage fournissent des âges en excès avant de diminuer pour atteindre un plateau à $94,1 \pm 0,9$ Ma pour 63% de ^{39}Ar total (fig. V.23). La fin du dégazage est marquée par une augmentation rapide des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La deuxième (échantillon PER5) donne un spectre de forme assez similaire avec des âges fortement en excès pour les premières fractions mais la diminution des âges jusqu'à un minimum à $103,9 \pm 4,6$ Ma ne permet pas le calcul d'un âge

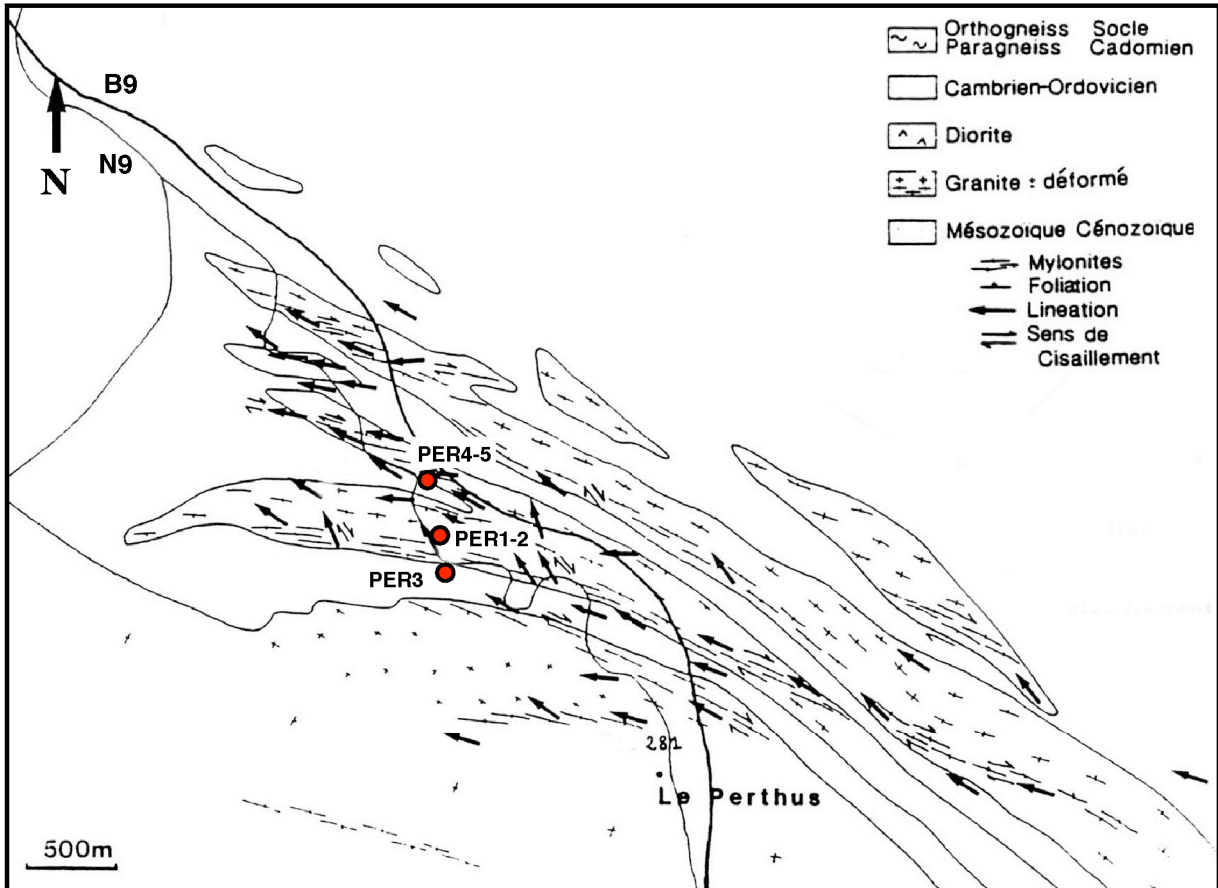


Figure V.21 : Carte géologique de zone de cisaillement du Boulou-Le Perthus (Soliva et al., 1991 ; Soliva, 1992). La position des échantillons analysés lors de ce travail est indiquée.

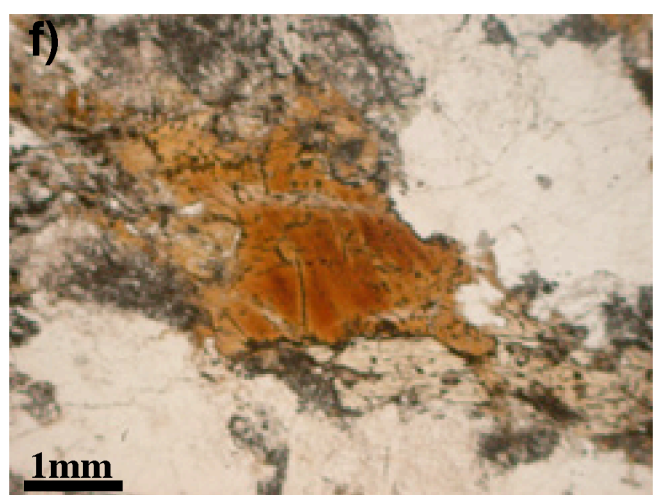
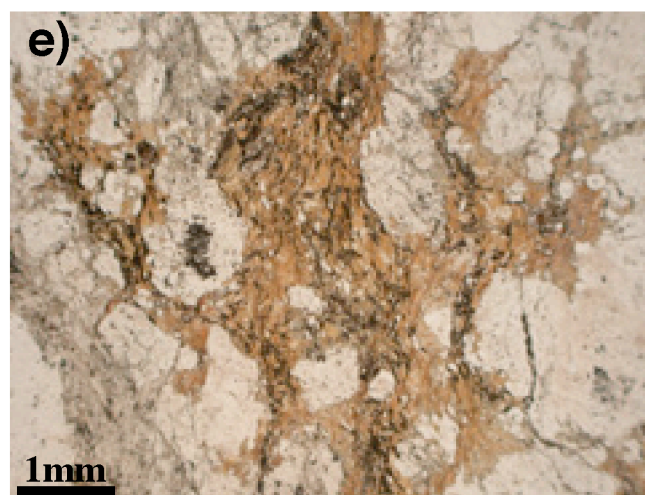
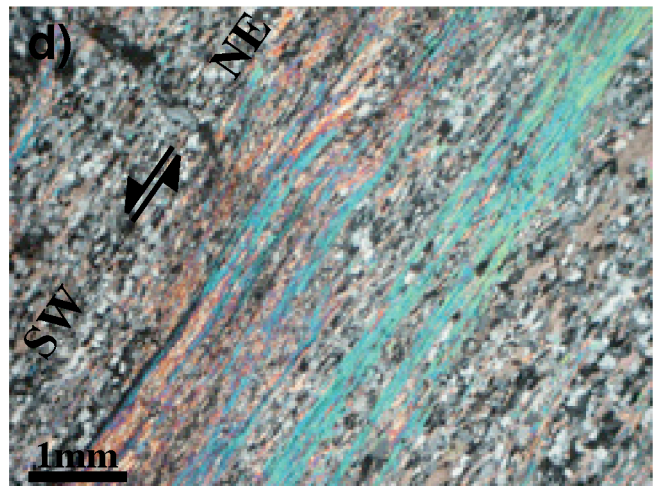
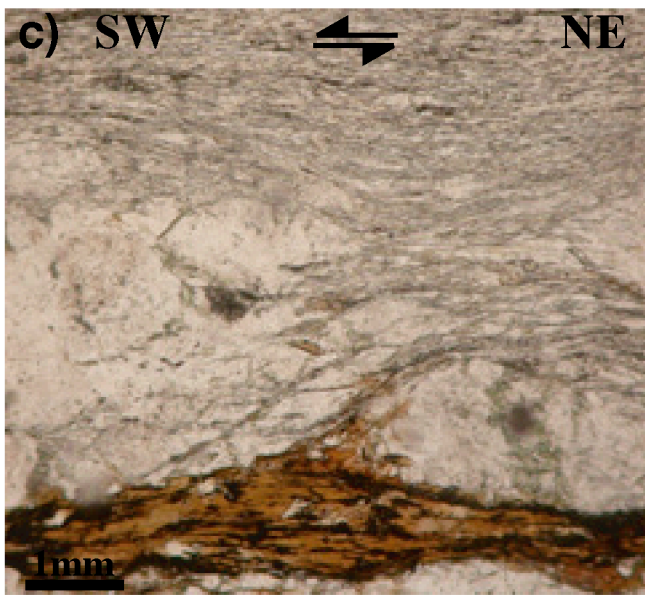
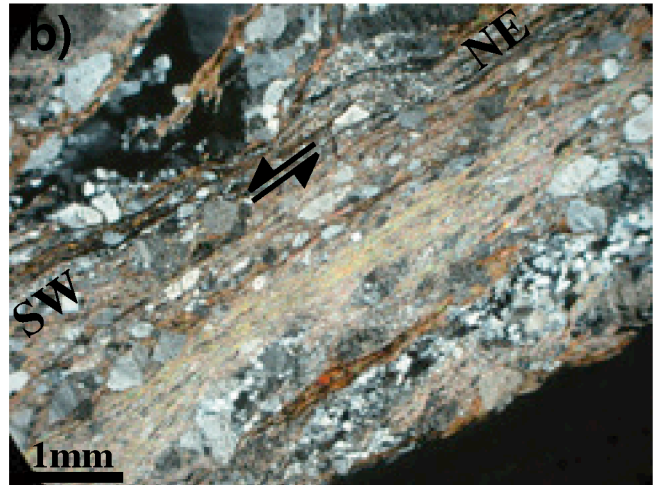
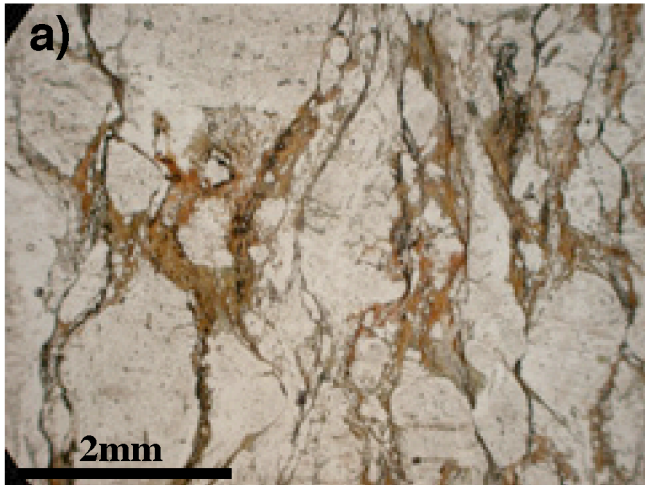


Figure V.22 : a) Echantillon PER1 montrant l'étirement des porphyroclastes de feldspaths (lumière naturelle) ; b) Zone micacée (micas blancs) dans l'échantillon PER2 (lumière polarisée) ; c) Coexistence de zones recristallisées à micas blancs et de clastes de biotite étirés dans l'échantillon PER 2 (lumière naturelle) ; d) Zone surmicacée à micas blancs phengitiques dans l'échantillon PER3 (lumière polarisée) ; e) Echantillon PER4 (lumière naturelle) f) Echantillon PER5 (lumière naturelle).

plateau (fig. V.24). Comme pour la précédente biotite, la fin du dégazage est marquée par une rapide augmentation des rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Les âges de $94,1 \pm 0,9$ Ma et $103,9 \pm 4,6$ Ma obtenus en fin de dégazage sur des monograins de biotites de faciès isotrope du granite de Saint-Laurent prélevé dans la zone de cisaillement du Boulou-Le Perthus sont cohérents avec l'âge de $106,4 \pm 1,3$ Ma obtenu sur des clastes de biotites extraits d'un faciès gneissique de la même zone de cisaillement (Soliva et al., 1993). Comme dans le cas des granites de Quérigut (ce travail) et de Millas (Monié et al., 1994), les âges obtenus sur des faciès isotropes proches des zones de cisaillement convergent entre 90 et 110 Ma (à rapprocher aussi de l'âge à $104,2 \pm 0,8$ Ma obtenu sur une biotite de l'échantillon SL8 représentant un faciès dioritique proche de la faille du Roussillon au chapitre IV) alors qu'au coeur des massifs, loin de ces zones de déformation intense, les âges de refroidissement hercynien des plutons granitiques sont préservés (cf. chapitre IV). Ce rajeunissement est donc vraisemblablement lié à la proximité des zones de cisaillement. Mais est-il lié à une déformation d'âge crétacé moyen ou est-il seulement le reflet d'un épisode thermique comme proposé précédemment pour le granite de Quérigut et supposé pour le granite de Millas (cf. paragraphe précédent) ? Les critères en décro-chevauchement dextre déterminés sur la zone de cisaillement du Boulou-Le Perthus paraissent difficilement compatibles avec le contexte géodynamique transtensif sénestre affectant les Pyrénées au Crétacé moyen (Olivet, 1996). L'hypothèse d'un réchauffement de type advectif par des fluides circulant dans une zone de cisaillement pré-existante (tardi-hercynienne) est donc privilégiée pour l'ouverture du système K-Ar des biotites.

b) Echantillon PER1 et 2

Deux plaques épaisses ont été préparées pour les échantillons PER1 et PER2. Elles permettent la réalisation de fusions in situ des biotites de petite taille associées aux cisaillements. Neuf fusions ponctuelles ont été réalisées dans l'échantillon PER1. Elles donnent des âges compris entre $39,4 \pm 0,3$ Ma et $128 \pm 6,1$ Ma (fig. V.25a). Les âges vieux semblent globalement corrélés avec les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ les plus forts traduisant le dégazage de phases chloriteuses susceptibles de fixer de l'argon en excès. Douze fusions ponctuelles dans l'échantillon PER2 ont donné des âges compris entre $36,7 \pm 2,1$ Ma et $43,2 \pm 0,7$ Ma répartis autour d'un pic à $39 \pm 1,5$ Ma (fig. V.25b). Les âges les plus vieux semblent liés aux rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ les plus élevés tandis qu'ils n'apparaissent pas corrélés avec les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (les faibles différences d'âges de 7 Ma au maximum font qu'il est sans doute difficile de mettre en évidence des corrélations claires).

c) Echantillon PER3

Quinze fusions ponctuelles ont été réalisées dans les zones ultramylonitiques à mica blanc phengitique (cf. Annexe III E) d'une plaque épaisse de l'échantillon PER3. Les âges se répartissent entre $37,2 \pm 0,6$ Ma et $40,1 \pm 0,5$ Ma avec un pic bien défini à $38,6 \pm 0,5$ Ma (fig. V.26). Les rapports $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ très faibles, en comparaison de ceux déterminés dans PER1 et PER2, marquent bien la différence minéralogique de cette zone mylonitique.

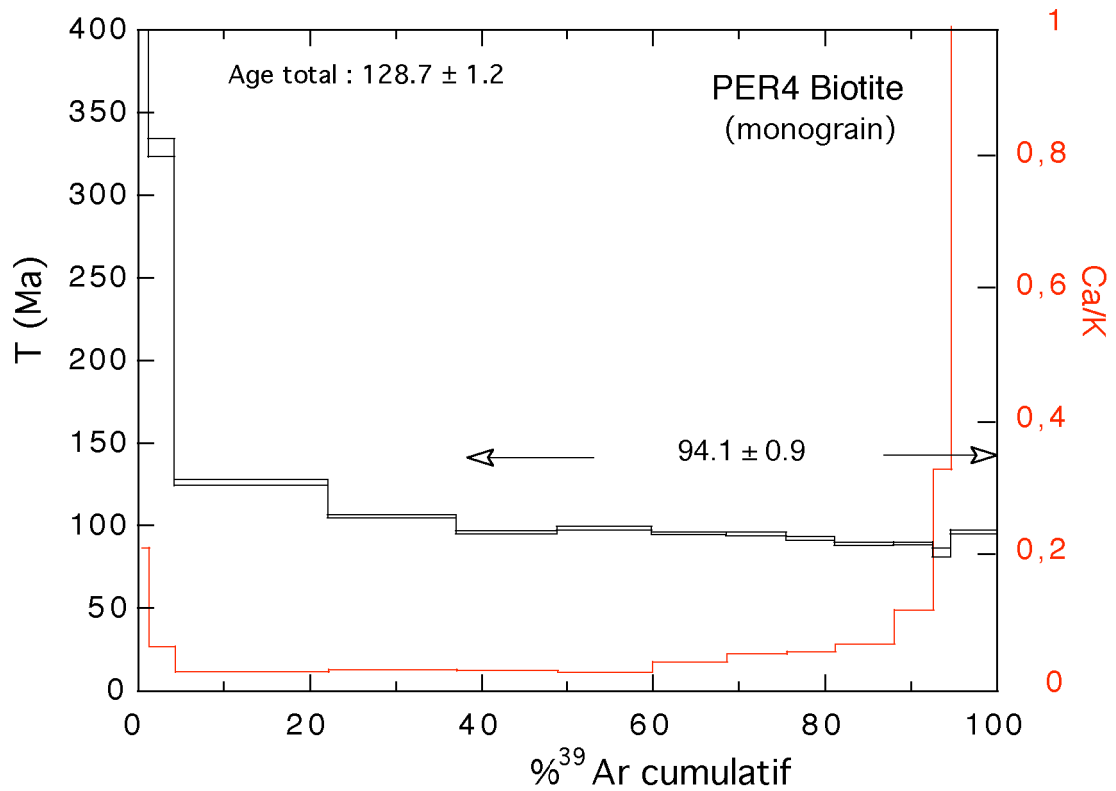


Figure V.23 : Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon PER4 définissant un âge plateau de $94,1 \pm 0,9$ Ma, pour plus de 60% de l' ^{39}Ar total, en fin de dégazage.

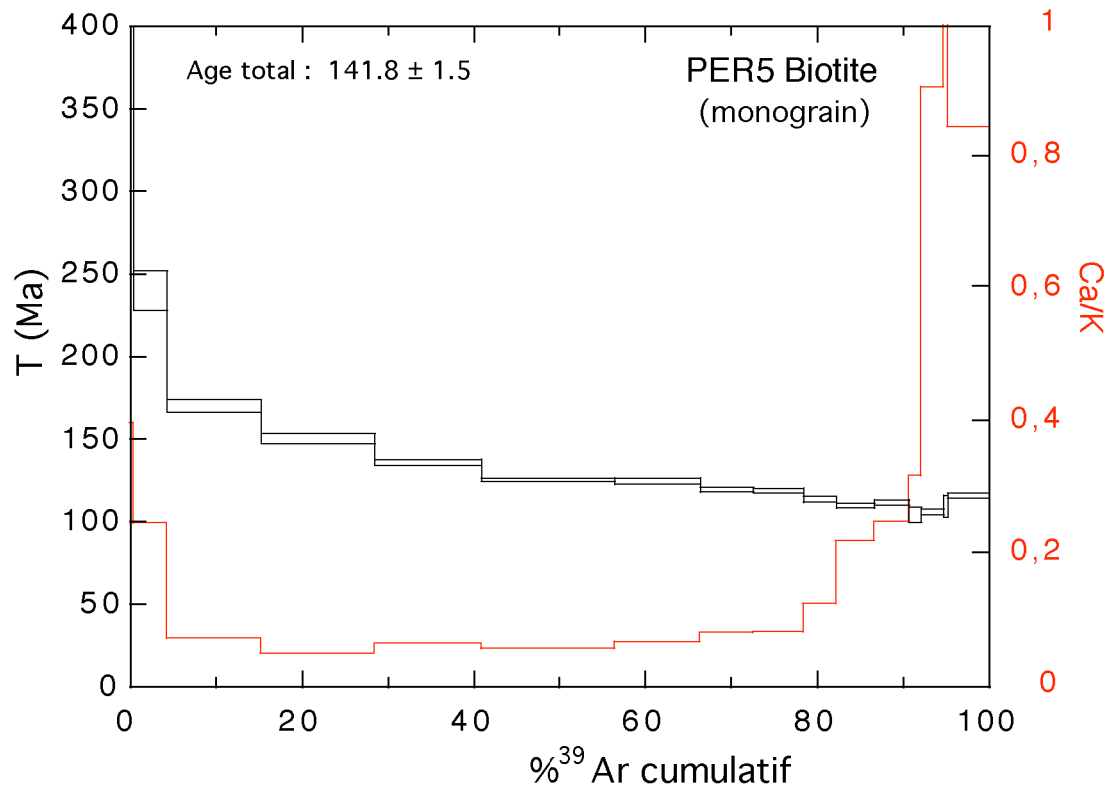


Figure V.24 : Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon PER5. La décroissance des âges (jusqu'à un minimum à $103,9 \pm 4,6$ Ma) est telle qu'il ne nous apparaît pas possible de proposer d'âge plateau.

Figure V.25 : Histogramme de fréquence des âges de fusions ponctuelles réalisées dans les zones ultradéformées à biotites + quartz + ? des échantillons PER1 et PER2. Un maximum à $39 \pm 1,5$ Ma a pu être déterminé pour l'échantillon PER2. L'échantillon PER1 semble plus fortement affecté par une composante d'argon héritée.

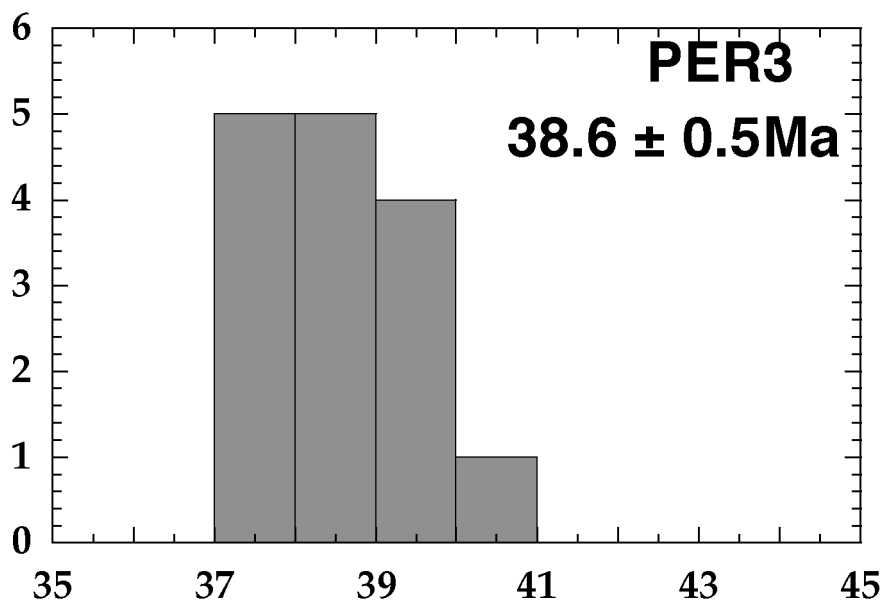
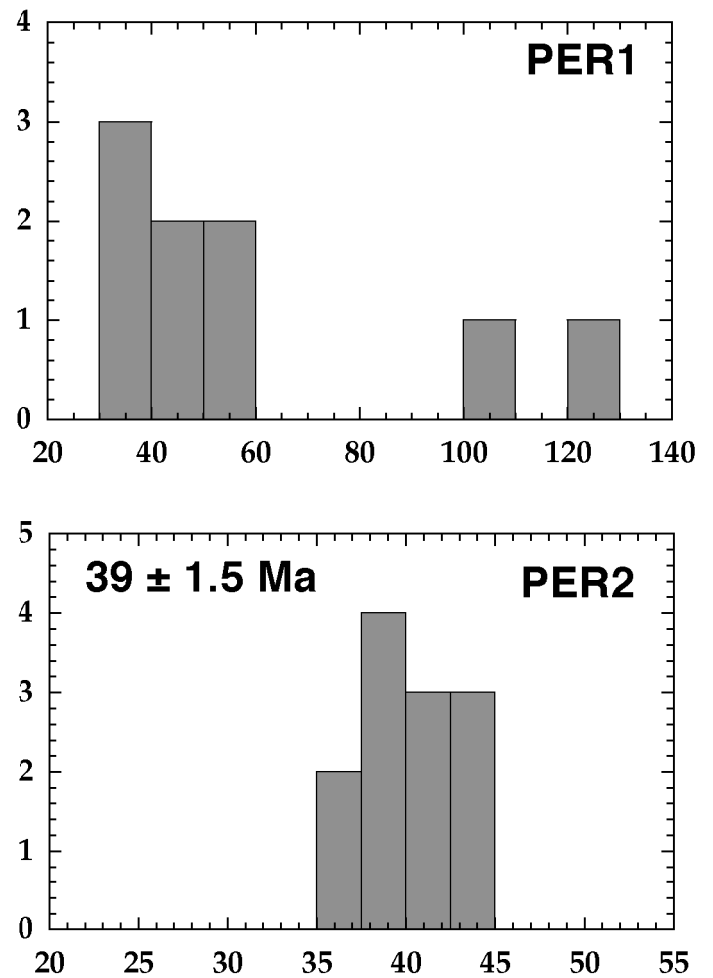



Figure V.26 : Histogramme de fréquence des âges de fusions ponctuelles réalisées dans les zones ultradéformées à micas blancs phengitiques + quartz de l'échantillon PER3. Un maximum à $38,6 \pm 0,5$ Ma a pu être déterminé.

Les âges obtenus sur les zones mylonitiques à biotite et sur celles à micas blancs convergent vers 38-40 Ma. Ce résultat constitue les âges les plus jeunes déterminés sur des faciès mylonitiques de la ZA des Pyrénées. Soliva (1992) a proposé des âges par fusions ponctuelles (biotites et feldspaths) de $49,8 \pm 1,9$ Ma et $47,7 \pm 0,1$ Ma sur respectivement un échantillon de mylonite et un autre de gneiss dans la zone de cisaillement du Boulou–Le Perthus. On constate donc un écart d’une dizaine de millions d’années, difficilement explicable, entre les résultats de ces deux études. Des problèmes de contamination par de l’argon en excès et/ou hérité pourraient expliquer les âges obtenus sur ces échantillons dont la localisation est incertaine (carottes prélevées dans un local de stockage). Les deux types de faciès analysés au cours de la présente étude (celui à biotite et celui à micas blancs) donnent des résultats cohérents. Toutefois, les analyses réalisées sur le faciès à biotite montrent l’intervention d’une composante héritée plus ou moins forte liée aux plus fortes teneurs en chlore. Les âges de ces biotites semblent donc être le résultat d’un phénomène de recristallisation au cours duquel le chlore a été éjecté du réseau des biotites certainement déjà remises à zéro au Crétacé moyen par analogie avec ce qui a été observé dans les faciès isotropes du granite à proximité de la zone de cisaillement. Ce phénomène a déjà été observé au niveau des biotites de la zone de cisaillement au sud du granite de Quérigut (paragraphe précédent). Les néo-cristallisations de micas blancs phengitiques (comme à Soulcem et à Laparan) sont reliées à l’événement tectonique compressif pyrénéen s.s. qui réactive donc une zone de cisaillement pré-existante.

3.3 Conclusions

Comme ce qui a été exposé plus haut pour la faille de Mérens, la faille ductile du Boulou-Le Perthus semble porter l’empreinte deux épisodes alpins bien distincts. Le premier, contemporain de la dérive sénestre de la plaque ibérique et du métamorphisme Nord-Pyrénéen associé (Golberg, 1987), semble correspondre à un événement purement thermique où des circulations fluides généralisées au sein de zones de cisaillement préexistantes (hercyniennes) conduisent à la remise à zéro du système K-Ar des micas. Le second, responsable des recristallisations mylonitiques à micas blancs phengitiques, correspond à l’activation en faille inverse dextre lors des compressions pyrénéennes s.s.. Les âges obtenus pour ce second événement sont les plus jeunes connus dans toute la chaîne des Pyrénées pour un épisode de déformation ductile. La différence d’âge de près de 20 Ma mise en évidence entre les déformations ductiles à micas blancs dans la faille E-W de Mérens et dans la faille NW-SE du Boulou-Le Perthus est en désaccord avec l’hypothèse qui proposait la continuité entre ces deux accidents (Soliva et al., 1991).

La datation des célèbres zones mylonitiques du Cap de Creus (Druguet et al., 1997  Carreras, 2001) d’orientation similaire serait très intéressante pour contraindre encore plus précisément les déformations ductiles pyrénéennes dans cette partie de la chaîne. Il se pourrait aussi que cette zone de faille constitue une direction conjuguée à la faille des Cévennes active en décrochement sénestre à l’Eocène contemporanément aux derniers événements compressifs pyrénéens.

4. La Zone de cisaillement de Porté-Puymorens dans le granite de Mont-Louis

4.1 Présentation

La partie centrale du granite de Mont-Louis est affectée par une zone à déformation pénétrative dont l'âge reste très incertain. Gleizes et Bouchez (1995), reconnaissant l'existence de déformations subsolidus, la rattachent aux phases majeures N-S de déformation hercynienne (D2 selon leur définition) tandis que Guitard et al. (1984) et Laumonier (1997) la rattachent aux phases tardives hercyniennes (phase ultra-tardive D8) en régime transpressif dextre. Les études structurales (Soula et al., 1986; Lamourroux, 1991) et géochronologiques (Mc Caig et Miller, 1986; Costa et Maluski, 1988; Majoor, 1988; Monié et al., 1994; Soliva, 1992; Soliva et al., 1993) réalisées sur diverses zones de cisaillement de la ZA tendent à supposer l'existence de mylonitisations alpines s.l. L'origine des mylonites de Porté-Puymorens demandait donc à être reconsidérée.

La zone déformée de Porté-Puymorens est orientée NW-SE avec un pendage moyen vers le NE. Les critères cinématiques indiquent un sens de cisaillement en faille inverse avec une importante composante dextre vers le SW. Cette cinématique est en accord avec le régime des déformations hercyniennes aussi bien qu'avec celui des déformations compressives alpines. Par contre, elle s'accorde difficilement avec le contexte transtensif sénestre du Crétacé moyen. Il convenait donc de dater l'activité de cette zone mylonitique en conditions relativement « froides » à quartz-chlorite-épidote. La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de micas primaires du granite de Mont-Louis des zones déformées et leur comparaison avec les âges des micas des zones non déformées du pluton (cf. chapitre III) a été entreprise.

Deux échantillons ont été prélevés à quelques centaines de mètres au sud de l'entrée du village de Porté-Puymorens (fig. V.1 et V.27). La zone mylonitique de 200 à 300 mètres d'épaisseur à la bordure nord de la lame centrale du pluton de Mont-Louis présente une déformation mylonitique très inhomogène (alternance rapide de faciès franchement mylonitique avec des faciès à texture orthogneissique où la foliation est difficilement identifiable). ML12 est un échantillon à texture orthogneissique où les biotites sont intensément pliées mais stables. ML10 présente quant à lui un taux de déformation plus intense avec une foliation bien visible sur le terrain marquée par de la biotite plus ou moins chloritisée, l'orientation du quartz et la fracturation des feldspaths et des hornblendes (Bouchez et Gleizes, 1995).

4.2 Résultats

i) Echantillon ML10

Le dégazage progressif d'un monograin de biotite de l'échantillon ML10 a donné un spectre discordant (fig. V.28) où après les premiers paliers, fortement contaminés par de l'argon d'origine atmosphérique et représentant moins de 3% de l' ^{39}Ar total, le spectre montre

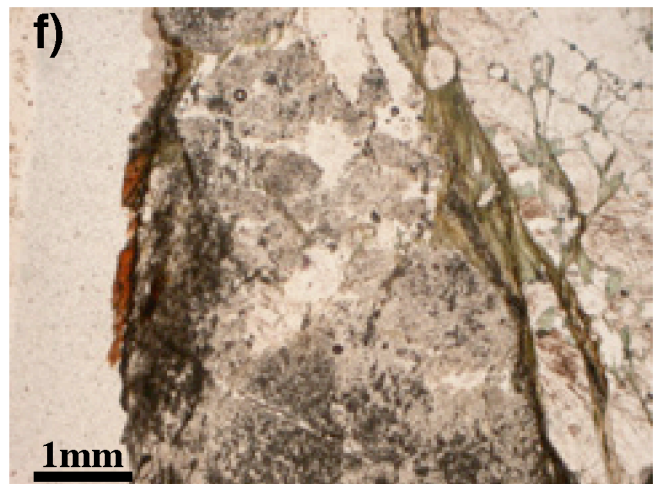
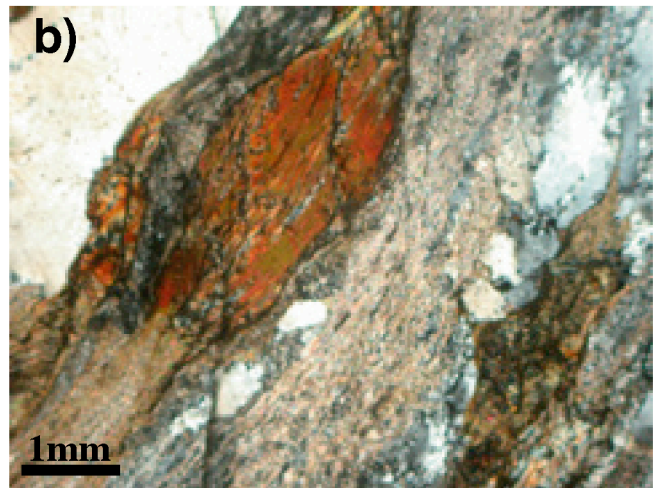
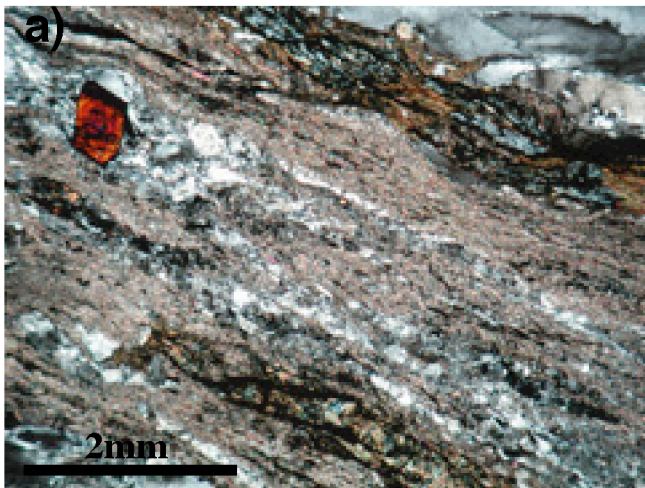


Figure V.27 : a) Alternance de zones recrystallisées à micas blancs et de clastes de biotites dans l'échantillon de granite cisailé ML10 (lumière polarisée) ; b) Idem a (lumière naturelle) ; c) Claste de hornblende tronçonné dans l'échantillon ML10 témoignant des basses températures prévalant lors de la déformation (lumière naturelle) ; d) Biotite brune de l'échantillon ML12 montrant une recrystallisation de biotite secondaire verte à sa périphérie (lumière naturelle) ; e) Kink dans une biotite de l'échantillon ML12 (lumière naturelle) f) Biotite primaire (brune) et secondaire (verte) dans l'échantillon ML12 (lumière naturelle).

une série de creux et de bosses avec un minimum à $157,8 \pm 1,9$ Ma et un maximum à $178,7 \pm 0,8$ Ma. Aucune corrélation entre l'évolution des âges et les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ n'a pu être mise en évidence. L'âge total donné par ce monograin est $169,6 \pm 1,5$ Ma. Un autre monograin du même échantillon fournit un âge par fusion totale de 213 ± 2 Ma très différent du premier. Sur un troisième monograin, dix-huit fusions ponctuelles ont été réalisées (fig. V.29). Les âges se répartissent entre $79,8 \pm 5,2$ Ma et $414,2 \pm 22,9$ Ma et ne montre aucune corrélation avec les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Cinq analyses donnent des âges supérieurs à très nettement supérieurs à celui déterminé sur une biotite d'un faciès non déformé du granite de Mont-Louis (ML1) à $292,6 \pm 2,8$ Ma et semblent donc contaminées par une forte composante d'argon en excès. Les âges jeunes se concentrent en bordure du mica. L'âge total de 308 ± 5 Ma tend à indiquer que la variation des âges est le résultat d'une redistribution de l'argon radiogénique dans le minéral (diffusion intragranulaire de l'argon sur de courtes distances). On pourrait également penser que les âges trop vieux sont en partie le résultat d'un recul de ^{39}Ar pendant l'irradiation pour certaines parties du mica (zone de kink, zone chloritisé, ...).

ii) Echantillon ML12

Les monograins de biotite de l'échantillon ML12 (montrant une déformation moins intense que ML10) ont donné deux spectres où la plus grande partie du dégazage s'est concentrée sur un palier (fig. V.30). Leur forme, marquée par une contamination d'argon en excès de la première fraction de dégazage, n'est donc vraisemblablement pas représentative et seuls les âges de fusion totale seront discutés. Ils sont de $241 \pm 2,5$ Ma et $233,6 \pm 2,7$ Ma. Onze analyses ponctuelles ont pu être réalisées sur un troisième cristal (fig. V.31). Les âges se répartissent entre $201,4 \pm 8,2$ Ma et $377,7 \pm 11,2$ Ma. Comme pour ML10, aucune corrélation entre les rapports $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et les âges n'est mise en évidence. La répartition des âges ressemble à celle déjà décrite pour ML10, cinq âges anciens, supérieurs à l'âge de mise en place de la roche, sont ainsi concentrés au cœur du cristal et les âges les plus jeunes se trouvent sur ses bordures. Comme dans le cas de la biotite de l'échantillon ML10 (fig. V.29), l'âge total de 307 ± 3 Ma indique que l'argon a été redistribué à l'échelle intra-cristalline.

4.3 Interprétation

Les âges obtenus, pour la plupart intermédiaires entre hercynien et alpin s.l., témoignent d'une grande disparité à l'échelle de la zone de cisaillement, de l'échantillon mais aussi à celle du cristal. Il apparaît que le système K-Ar de ces micas a subi une perturbation importante mais pas suffisante pour conduire à une réhomogénéisation totale du système à ces différentes échelles. Les âges inférieurs à ceux de la mise en place hercynienne du pluton à 305 ± 5 Ma et à son refroidissement à $\pm 300^\circ\text{C}$ à environ 292 Ma (cf. chapitre III), et obtenus tant par des expériences de dégazage progressif que par fusions ponctuelles, résultent vraisemblablement de l'influence de l'orogénèse alpine s.l.. Les pertes d'argon enregistrées sont-elles le résultat d'un réchauffement lors de l'événement Crétacé moyen, associé à des circulations fluides chenalisesées le long de zones de cisaillement hercyniennes? Ou plutôt

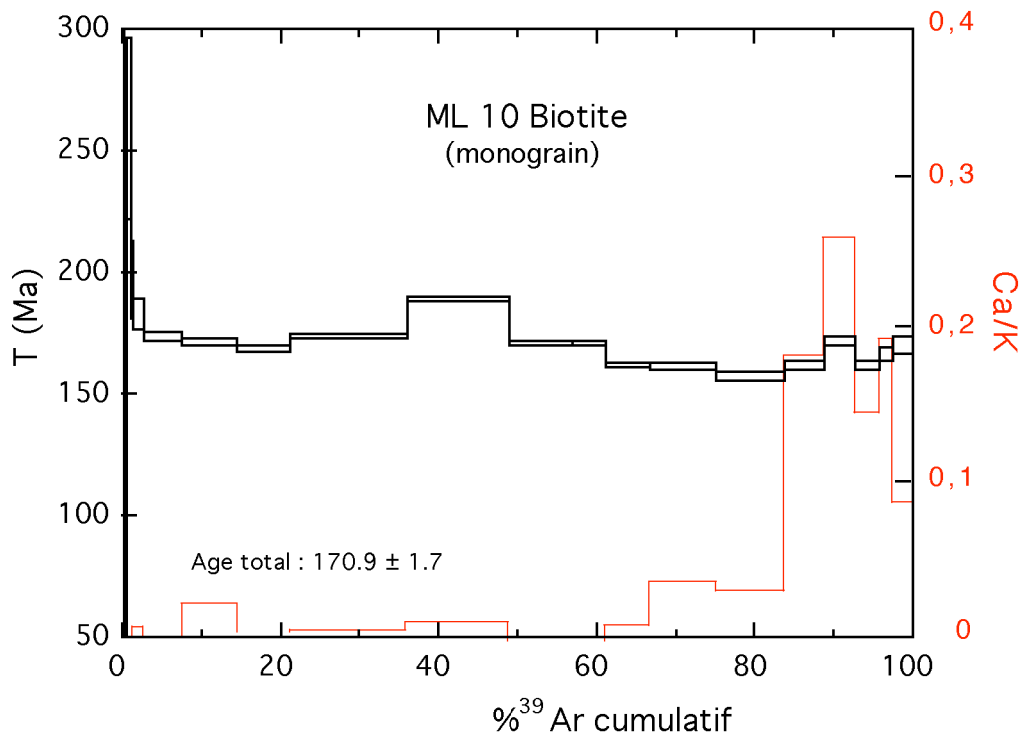


Figure V.28 : Spectre d'âges d'un monograin de biotite de l'échantillon ML10. On peut constater la forme très perturbée de ce spectre.

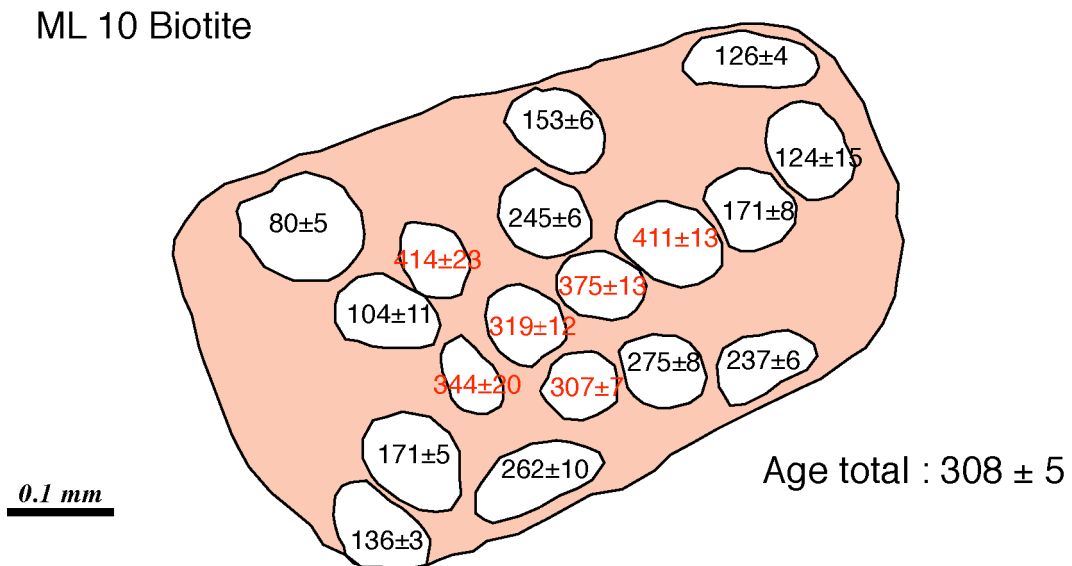


Figure V.30 : Carte d'âges dans une biotite de l'échantillon ML12. Des âges en excès (supérieur à l'âge de mise en place du granite de Mont-Louis, cf. chapitre III) se trouvent au centre du cristal (maximum à 378 ± 11 Ma) tandis qu'à la périphérie le micas semble affecté par des pertes d'argon (minimum à 201 ± 8 Ma).

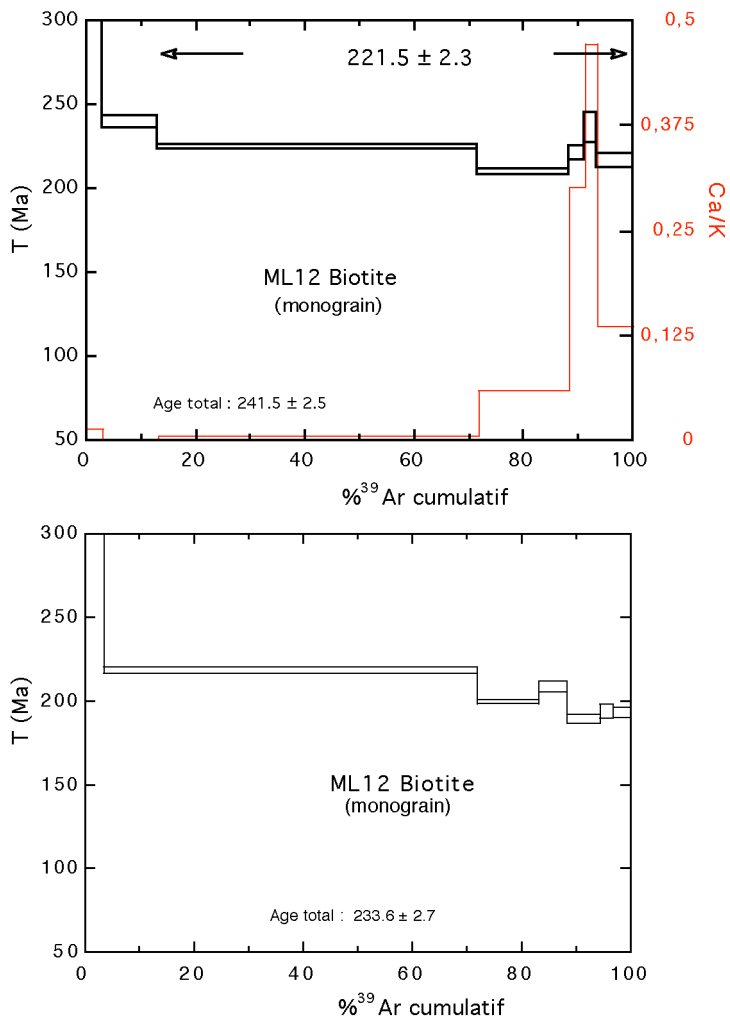


Figure V.30 : Spectres d'âges de deux monograins de biotite de l'échantillon ML12. Dans les deux cas, plus de la moitié du dégazage s'est effectuée sur un seul palier si bien que la forme du spectre ne peut être considérée comme significative. Seul les âges de fusion totale, qui restent très proches, seront utilisés.

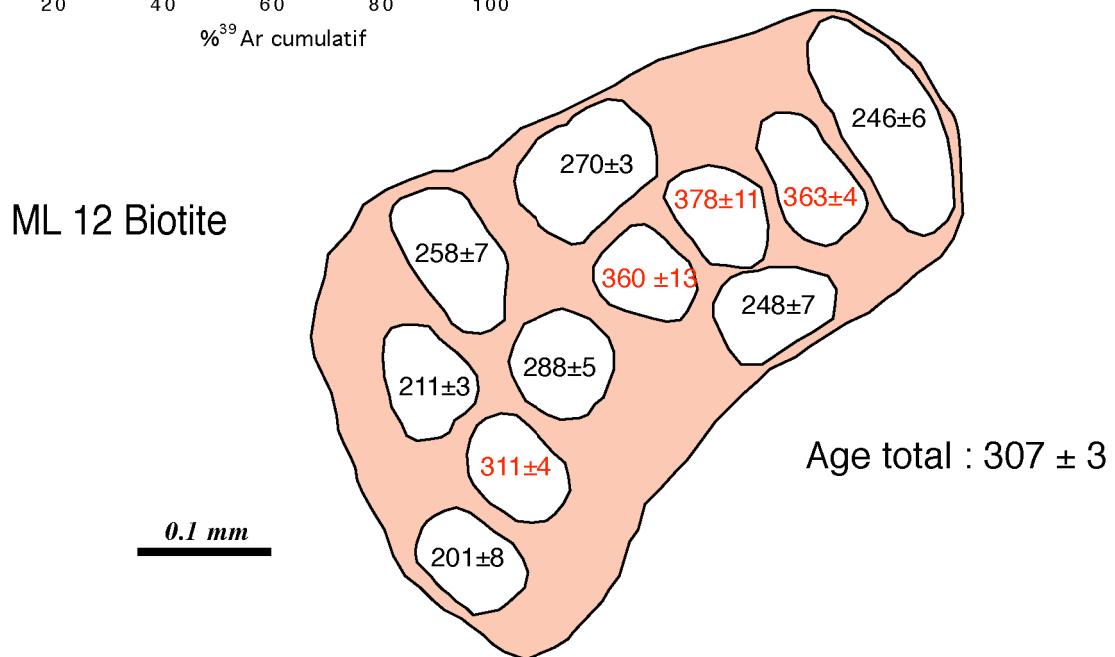


Figure V.31 : Carte d'âges dans une biotite de l'échantillon ML10. Des âges en excès (supérieur à l'âge de mise en place du granite de Mont-Louis, cf. chapitre III) se trouvent au centre du cristal (maximum à 411 ± 12 Ma) tandis qu'à la périphérie le micas semble affecté par des pertes d'argon (minimum à 80 ± 5 Ma).

seraient-elles le résultat d'un épisode de déformation « froid » dont la cinématique en décrochement dextre pourrait s'accorder avec les compressions pyrénéennes s.s.

L'âge le plus jeune de $79,8 \pm 5,2$ Ma obtenu à la bordure d'une biotite de l'échantillon le plus déformé ML10 s'accorde plus avec la seconde hypothèse. De plus, la grande disparité des âges semble pouvoir être plus facilement explicable par l'intervention d'une déformation « froide » hétérogène que par une circulation fluide associée au réchauffement Crétacé dont on a vu précédemment (Quérigut, Saint-Laurent et vraisemblablement Millas) qu'elle était capable de réhomogénéiser le système K-Ar des micas dans les zones de cisaillement et à leur proximité. Cet événement mylonitique « froid » conduit à la déformation des clastes de biotites par des phénomènes de pliage créant ainsi des zones où l'argon peut facilement circuler (short-circuit diffusion de Lee, 1993 et 1995). Certaines de ces zones pourraient concentrer de l'argon radiogénique expulsé du réseau cristallin s.s. des biotites. Ceci expliquerait les âges en excès liés aux premières fractions de dégazage car les sites où cet argon s'est accumulé sont certainement peu rétentifs. On sait, grâce à la résolution spatiale que nous apportent les analyses par fusion ponctuelle que ces sites peu rétentifs sont localisés au centre des cristaux. L'argon radiogénique expulsé des sites plus rétentifs viendrait se concentrer en partie sur ces domaines à faible énergie d'activation. Il semble donc y avoir une redistribution interne de l'argon suivant de courtes distances de migration isotopique comme en témoigne les âges totaux des deux biotites datées. Des zones de déformation à l'intérieur du cristal comme des kinks peuvent concentrer de l'argon en excès (Monié et al., 1997).

5. Conclusion :

L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre permet d'établir un scénario pour le fonctionnement des zones de déformation ductile à l'échelle de la partie orientale de la ZA des Pyrénées. Il semble qu'une partie des structures actuellement à l'affleurement soit héritées des déformations hercyniennes. Toutefois, au regard de la forte influence de l'orogénèse alpine s.l., aucun âge radiométrique Paléozoïque supérieur n'a pu être obtenu sur les mylonites de la ZA. Il apparaît donc difficile de choisir entre les différentes hypothèses qui rattachent ces déformations soit aux phases majeures compressives hercyniennes (Gleizes et al., 1997) soit aux phases tardives transpressives dextres (Laumonier, 1997). Arthaud et Matte (1975, 1977) rapportent que la FNP que l'on connaît actuellement est une structure héritée des grands cisaillements (dextre pour celui-ci) actifs à la fin des temps varisques.

Il apparaît qu'un événement thermique, généralisé à l'échelle du socle profond gneissique et localisé dans et à proximité des zones de cisaillement affectant les granitoïdes hercyniens « Supérieurs », se place au Crétacé moyen (90-105 Ma). Ainsi le système K-Ar des biotites des gneiss est complètement ouvert dans le cas du massif du Canigou (Albarède et al., 1978 et chapitre III) et de celui de l'Aston. En ce qui concerne le massif de l'Hospitalet, ce système semble moins fortement perturbé par l'orogénèse alpine, ce que l'on interprète comme étant due à une position structurale plus élevée à la fin des temps varisques. La perturbation moins intense du système K-Ar des muscovites de ces mêmes gneiss (Albarède

et al., 1978 □ Mc Caig et Miller, 1986 □ Majoor, 1988 □ ce travail) laisse à penser que les températures atteintes sont de l'ordre de 350-400° C intermédiaires entre les Tc de ces deux systèmes (cf. chapitre II). L'ensemble des âges crétacés moyens ou intermédiaires entre l'Hercynien et le Crétacé moyen, obtenus sur des clastes de micas hercyniens des zones de cisaillement affectant les granites de Quérigut, de Saint-Laurent et de Millas (Monié et al., 1994) alors que loin de ces zones les âges de refroidissement hercynien sont préservés, atteste du caractère plus localisé de ce réchauffement dans ces zones. L'incompatibilité apparente entre la cinématique de ces zones de cisaillement et le contexte géodynamique transtensif sénestre prévalant au Crétacé moyen (Olivet, 1996) nous conduit à émettre l'hypothèse que la remise à zéro des systèmes isotopiques n'est pas liée directement à la mylonitisation mais à un événement thermique qui se développe préférentiellement le long des grands accidents E-W à NW-SE qui découpent la ZA. Cet âge Crétacé moyen s'accorde parfaitement avec celui du métamorphisme Nord-Pyrénéen (Albarède et Michard-Vitrac, 1978 □ Golberg et al., 1986 □ Montigny et al., 1986 □ Golberg et Maluski, 1988). Cet intense réchauffement, dû à une remontée de manteau en relation avec l'amincissement lithosphérique lors de la rotation anti-horaire de la plaque ibérique (Choukroune et Mattauer, 1978 □ Olivet, 1996), qui a principalement affecté la Zone Interne Métamorphique (Golberg, 1987) a donc certainement atteint les parties profondes de la croûte ibérique proches de cette zone amincie. Pour les parties plus « superficielles », le flux de chaleur a dû se transmettre sous la forme de circulation de fluides empruntant les zones perméables que constituent les cisaillements ductiles préexistants. De telles circulations sont mises en évidence au niveau de la zone de cisaillement à la base du massif du Saint-Barthélémy (Saint-Blanquat et al., 1990) où la formation du talc de Trimouns est bien datée entre 112 et 97 Ma (Schärer et al., 2001 □ Monié, comm. pers.). Cette « pulsation » thermique dont le pic se situe au Crétacé moyen semble se prolonger au Crétacé supérieur comme en témoigne des âges autour de 70 Ma obtenus sur les biotites des massifs gneissiques (voir aussi Albarède et al., 1978 pour une biotite du massif du Canigou). Au niveau des zones de cisaillement, cette permanence de l'activité thermique est seulement visible au niveau de l'ultra-mylonite de Quérigut (QUE4) où la très faible taille des grains conduit à une fermeture plus tardive du système (influence du paramètre a , dimension de diffusion effective, sur Tc). Cette activité thermique pourrait se poursuivre jusqu'au début du Cénozoïque et expliquer le magmatisme tholéïtique sursaturé représenté par les ophites récemment datées à 62-65 Ma (Desreumaux et al., soumis) dont le contexte de mise en place reste encore mal contraint (Rossi, 2002).

Le raccourcissement N-S à NW-SE qui affecte la chaîne des Pyrénées depuis le Crétacé supérieur va engendrer dans la ZA des déformations ductiles intenses relativement « froides » marquées par la cristallisation de micas blancs plus ou moins phengitiques dans des zones très étroites. Au niveau de la faille de Mérens, deux de ces zones sont datées précisément à 57-58 Ma. Le fonctionnement en faille inverse dextre accommode l'exhumation du massif de l'Aston par rapport au massif de l'Hospitalet (Mc Caig, 1986). La différence de profondeur entre ces deux massifs au Crétacé avant les déformations compressives alpines explique la différence observée dans les taux de réhomogénéisation isotopique du système K-Ar des micas. Les analyses réalisées lors de ce travail à l'aide d'une

sonde laser sur des bandes mylonitiques ultra-micacées permettent de confirmer et surtout préciser l'âge de 50-60 Ma proposé par McCaig et Miller (1986). Un tel épisode de mylonitisation se retrouve au niveau de la zone de cisaillement du Boulou–Le Perthus à environ 38 Ma. Il constitue l'âge le plus jeune jamais déterminé pour des déformations ductiles dans la ZA des Pyrénées. Cette zone mylonitique pourrait constituer une direction conjuguée des failles NE-SW du Languedoc (faille des Cévennes et faille de Nîmes) activées en décrochement sénestre à la fin des événements compressifs pyrénéens.

Remarques méthodologiques

La quantification du refroidissement des roches des Pyrénées orientales, depuis la mise en place des plutons à l'hercynien jusqu'à l'exhumation en sub-surface de l'ensemble du socle de la ZA, a été possible grâce à l'utilisation de plusieurs systèmes radiochronologiques présentant des températures de fermeture supérieures à 800° C (U-Pb sur zircon, Cherniak et Watson, 2001) jusqu'à 70-80° C ((U-Th)/He sur apatite, Farley, 2000). La combinaison sur un même massif (voire sur un même échantillon) de plusieurs de ces thermochronomètres nous a permis d'obtenir d'importantes informations sur l'évolution thermique de cette zone orogénique. L'utilisation des méthodes de « basse température » a permis d'affiner plus particulièrement l'histoire récente de refroidissement en relation avec les mouvements verticaux qui accommodent leur exhumation. Les résultats obtenus sur les massifs du Canigou et de Mont-Louis sont un bon exemple du type d'étude qui permet de mieux appréhender les modalités de refroidissement des roches en relation avec les différents épisodes tectoniques qui les affectent. Il convient donc d'étendre de manière plus systématique ce type de travail à l'ensemble des massifs de la ZA, en particulier dans le but de mieux cerner l'âge et l'amplitude des mouvements verticaux, la propagation dans le temps et l'espace des déformations et les mouvements différentiels entre les massifs.

Outre l'intérêt géologique des résultats, la confrontation des résultats thermochronologiques entre eux mais également avec les données géologiques a fourni des indications sur la validité respective des estimations thermochronométriques. Des incohérences entre les données fournies par les différents thermochronomètres ont pu être mises en évidence. Elles peuvent avoir des origines aussi différentes que des problèmes analytiques, des propriétés physico-chimiques ou des comportements isotopiques particuliers, des modélisations mal contraintes, etc.... Quelques unes de ces incohérences vont être exposées ci-dessous méthode par méthode, avec des tentatives d'explications

Méthode U-Pb

L'âge U-Pb sur zircon de 295 ± 7 Ma déterminé sur les zircons de l'échantillon granodioritique du massif de Saint-Laurent SL9 (cf. chapitre IV) est inférieur aux âges de mise en place des plutons du même type comme Mont-Louis à 305 ± 5 Ma (cf. chapitre III), Bassiès à 312 ± 2 Ma (Paquette et al., 1997) et Quérigut à 307 ± 2 Ma (Roberts et al., 2000). Il est également inférieur à l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $301,7 \pm 3,2$ Ma sur hornblende par ailleurs parfaitement cohérent avec les âges des hornblendes des massifs de Mont-Louis et Quérigut (≈ 300 - 303 Ma, cf. chapitre III et V). Cet âge, obtenu par intercept inférieur dans le diagramme Tera-Wasserburg (Tera et Wasserburg, 1974), est vraisemblablement affecté par une légère perte en plomb, non-décelable au niveau de précision atteint pour le moment par la sonde ionique IMS 1270. En effet, dans le diagramme Concordia classique (Wetherill, 1956), nous obtenons une gamme d'analyse sub-concordante entre 305 à 280 Ma, nous empêchant d'observer une probable « discordance normale » et de déterminer un âge précis par intercept supérieur. Toutefois, en l'absence de cette ouverture partielle du système U-Pb, l'utilisation de la sonde ionique a permis d'obtenir rapidement un âge précis de mise en place pour le pluton de Mont-Louis (cf. chapitre III).

Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ appliquée à différents minéraux issus de roches différentes nous a permis de mieux caractériser ses limites, en relation avec l'existence de pertes d'argon plus ou moins importantes lors d'événements thermo-tectoniques, l'introduction d'excès d'argon, des comportements isotopiques mal contraints lors de l'altération voire la déstabilisation de certains minéraux (chloritisation de la biotite) ou de leur déformation

- La réouverture des minéraux des différents massifs des Pyrénées orientales soumis à un réchauffement statique relativement peu intense (< 400° C) tranche avec le cas présenté dans l'article en Annexe II où seules de très faibles pertes d'argon sont reconnues dans les biotites soumises à des températures ($\pm 700^\circ\text{C}$) bien au-delà de la température de fermeture classiquement admise de la biotite (300-350° C selon Harrison et al. (1985)). L'importance des circulations de fluides hydrothermaux au Crétacé moyen dans les roches du socle profond des Pyrénées semble être la cause principale de l'ouverture généralisée des différents chronomètres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, par opposition au cas présenté dans l'article en Annexe II où l'immobilité des fluides sous les conditions de haute pression est un facteur essentiel dans la préservation de la signature isotopique pré-métamorphique. Une caractérisation pétrographique et minéralogique plus poussée des échantillons en question pourrait permettre de spécifier plus précisément le ou les phénomènes à l'origine de ce comportement en système ouvert du chronomètre $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

- La datation de zones ultramytonitiques a été réalisée in situ à l'aide d'une sonde laser car la faible granulométrie des micas néoformés ne permettait pas leur séparation pour la datation de minéraux individuels. Toutefois, la datation in situ de bandes ultramytonitiques surmicacées équivaut à une datation sur roche totale, ce qui ne met pas à l'abri de certaines hétérogénéités isotopiques liées à la présence éventuelle de micas hérités ou d'autres phases porteuses d'argon radiogénique qui peuvent vieillir ou rajeunir les âges selon le cas. Les interprétations présentées dans ce travail pourraient cependant être améliorées grâce à une meilleure caractérisation des échantillons avec par exemple l'utilisation de la microscopie électronique ou des données d'isotopes stables.

- La modélisation de l'histoire thermique des feldspaths potassiques à partir de la théorie de la diffusion multi-domaine (Lovera et al., 1989, 1991) montre pour différents échantillons des lacunes d'enregistrement. Ainsi, il apparaît que l'événement thermique crétacé moyen n'est pas enregistré au niveau des plutons granodioritiques dit «Supérieurs» (Autran et al., 1970) tandis qu'au contraire les massifs gneissiques, situés structuralement au-dessous des massifs granitiques, enregistrent sans équivoque cet événement mais par contre semblent «aveugles» à l'événement compressif s.s. qui affectent les plutons granodioritiques. Apparemment, les modélisations de l'histoire thermique des différents échantillons ne mettent pas évidence l'ensemble des phases thermiques qui se succèdent. La position dans la croûte (niveau structural) de ces échantillons lors du déclenchement d'un événement thermique est primordiale pour savoir si celui-ci va être oui ou non enregistré.

Toutefois, le découpage du socle par la tectonique néogène nous a permis d'accéder à plusieurs niveaux structuraux et ainsi d'obtenir une vision générale de l'histoire thermique à l'échelle des Pyrénées-Orientales.

Méthode traces de fission

Lors de ce travail, l'utilisation de la méthode des traces de fission sur apatite nous a permis de souligner la nécessité d'utiliser les deux approches que sont les profils altitudinaux (Gleadow et Fitzgerald, 1987; Fitzgerald et al., 1995) et les modélisations thermiques d'échantillons individuels (Gallagher, 1995). Les résultats peuvent être complémentaires comme dans le cas du massif du Canigou où les deux approches nous indiquent la même histoire de refroidissement. Mais parfois, les résultats fournis par celles-ci ne sont pas forcément en adéquation comme c'est le cas pour les échantillons du granite de Mont-Louis où le problème de la non verticalité du profil et d'effets thermiques latéraux peut être soulevé (Stüwe et al., 1994). L'addition des données obtenues par d'autres thermochronomètres s'avère essentielle pour restituer le plus précisément possible l'histoire de refroidissement. Quand aucune des deux approches n'est possible, comme c'est le cas pour le massif de Saint-Laurent où le dénivelé est trop faible pour réaliser un profil altitudinal et où la faible concentration en uranium combiné avec l'âge jeune fait qu'il est difficile de mesurer un nombre suffisant de traces pour effectuer la modélisation thermique, l'âge moyen traces de fission sur apatite représente uniquement un âge minimum de la traversée de l'isotherme 110° C (sans grande signification géologique) du fait de possible cicatrisation de traces dans la ZCP (qui diminue l'âge) lors de l'exhumation de la roche. Dans ce cas, l'apport des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath potassique et (U-Th)/He sur apatite est primordial pour contraindre la forme (quantification très difficile) de la courbe de refroidissement.

Méthode (U-Th)/He

Plusieurs âges (U-Th)/He paraissent trop vieux, en particulier par rapport aux âges traces de fission déterminés sur les mêmes échantillons et aux température de fermeture respectives des deux systèmes. Différentes hypothèses peuvent nous permettre d'expliquer ces incohérences: a) problème de correction d'émission-alpha pour CAN4 où les grains sont très (trop) petits (Farley et al., 1996; Ehlers et Farley, 2003). Farley (2002) indique une mauvaise reproductibilité pour des fractions dont le Ft est inférieur à 0,65, ce qui est le cas pour deux fractions de CAN4; b) problème de la contribution de micro-inclusions plus ou moins riches en U et Th contribuant à la quantité d'He dégazée (House et al., 1997; Mc Innes et al., 1999). Cela semble être le cas pour les échantillons du granite de Mont-Louis ML2, 3 et 6 qui montrent par ailleurs une mauvaise reproductibilité pour les différents aliquotes (la présence de ces micro-inclusions est beaucoup plus probable dans les roches plutoniques que dans celles d'origine métamorphique); c) possibilité que la cinétique de diffusion de l'hélium soit plus lente que la cicatrisation des traces de fission (Stöckli et al., 2000) lors d'un bref pulse thermique pour ESC1; d) répartition hétérogène de l'uranium et du thorium dans les

minéraux engendrant une sur-évaluation (U et Th préférentiellement au coeur du cristal) ou une sous-évaluation (U et Th préférentiellement à la périphérie du cristal) de l'âge suite à la correction d'émission-alpha (Farley et al., 1996).

Cette brève présentation des incohérences qui peuvent apparaître dans la détermination d'un couple température-âge fait qu'il est primordial, pour l'obtention de courbe de refroidissement correcte, de comparer plusieurs systèmes différents. Les données géologiques disponibles doivent aussi être utilisées pour valider les histoires thermiques établies.

Conclusion générale

Le but de cette thèse était de retracer l'évolution thermique de la ZA des Pyrénées Orientales pour essayer de mieux contraindre les mouvements tectoniques l'ayant affectée. Les différents résultats thermochronologiques ont permis d'individualiser les étapes principales suivantes□

Evolution hercynienne et post-hercynienne□

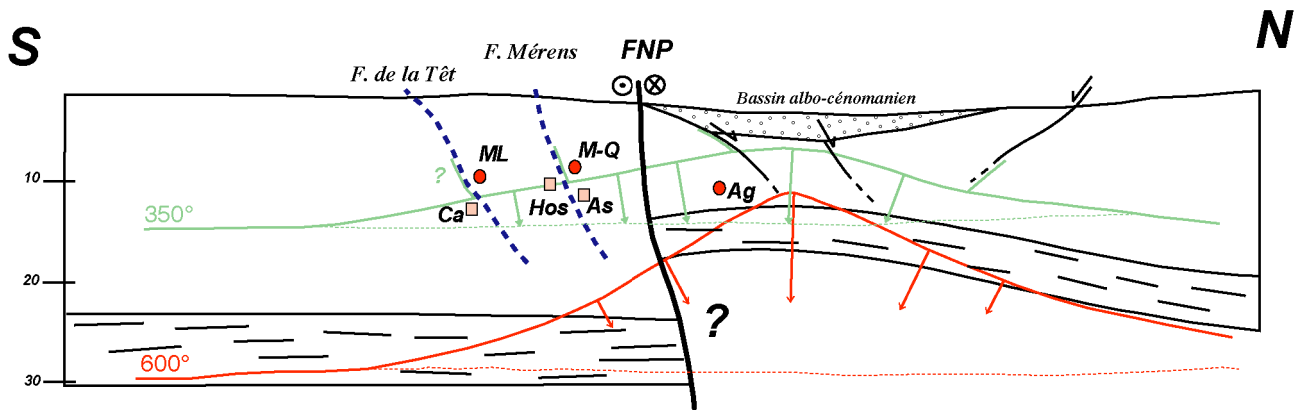
La fin de l'évolution de la chaîne hercynienne des Pyrénées est marquée par un important épisode de magmatisme granodioritique dont le pluton de Mont-Louis que nous avons daté à 305 ± 5 Ma (U-Pb sur zircon), constitue le volume le plus important. La thermochronologie multi-méthodes montre que ces laccolithes peu épais se refroidissent à un taux d'environ 30°C/Ma par échange thermique avec un encaissant froid. Après l'hercynien et jusqu'au Crétacé moyen, nous avons observé une période de grande stabilité thermique (taux de refroidissement inférieur à 1°C/Ma) où les roches de la ZA se maintiennent à des températures comprises entre 150 et 250°C . Les âges traces de fission, entre 170 et 290 Ma, obtenus sur des zircons détritiques issus de sédiments d'âge divers (Lutétien à actuel) rendent également compte de ce lent refroidissement (Shoemaker, 2000). Cette histoire thermique du socle pyrénéen contraste avec celle déduite des données thermochronologiques (Caron, 1994) et géologiques (discordance du Trias sur le socle granitique) dans le segment hercynien voisin des Cévennes qui témoignent d'un refroidissement rapide jusqu'à la mise à l'affleurement du socle au Permo-trias. Le socle hercynien de la ZA des Pyrénées reste donc en profondeur tandis que celui des Cévennes s'est trouvé exhumé au tardi-hercynien.

Le Crétacé moyen□fig. C.a

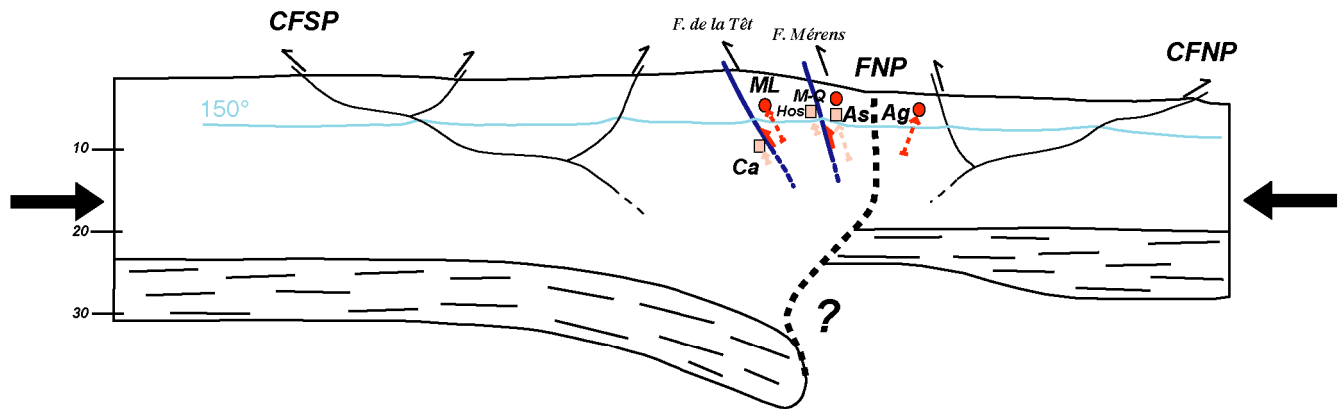
La période de quiescence thermo-tectonique évoquée ci-dessus se termine au Crétacé moyen. Le déplacement sénestre de la plaque ibérique à cette époque (Olivet, 1996) a un impact très important et assez bien connu dans la ZNP. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur les mylonites (Costa et Maluski, 1988) ainsi que sur des zones totalement exemptes de déformation dans le massif de l'Agly (Albarède et al., 1978, Nicolas, 1998) attestent de l'importance du flux de chaleur à cette époque, capable de réhomogénéiser en totalité les différents systèmes chronométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dans cette partie de la chaîne. Jusqu'à maintenant, l'influence de cet événement thermique majeur sur les roches de la ZA était très mal connue et largement discutée.

La multiplication des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur différents massifs de la ZA lors de cette étude nous a permis de mettre en évidence le fort impact de l'événement thermique créacé moyen essentiellement sur les roches du socle gneissique (Canigou, Albères, Aston et dans une moindre mesure Hospitalet) où les systèmes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas et feldspaths potassiques sont plus ou moins intensément réouverts en fonction de leur rétentivité respective. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des massifs granitiques «Supérieurs□ (Autran et al., 1970) de Mont-Louis, de Saint-Laurent, de Quérigot (voir aussi Albarède et al., 1978) et de Millas (Monié et al., 1994) sont

a) ≈ 90 Ma



b) 60-40 Ma



c) 30-18 Ma

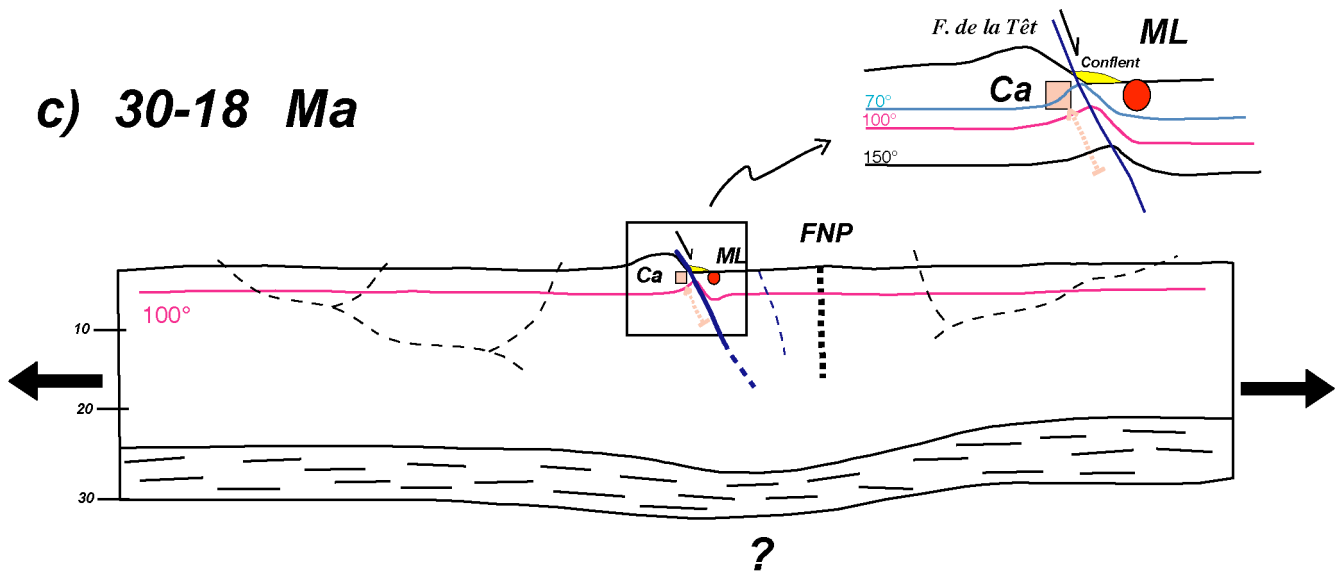


Figure C.1 : Evolution thermique de la croûte sous la chaîne des Pyrénées au cours de l'orogénèse alpine s.l. La forme des accidents en profondeur est tirée de Munoz (1992). Les carrés représentent des massifs gneissiques, les cercles des massifs granodioritiques. Ca : massif du Canigou ; ML : massif de Mont-Louis ; Hos : massif de l'Hospitalet ; As : massif de l'Aston ; M-Q : massif de Quérigut-Millas ; massif de l'Agly ; FNP : Faille Nord-Pyrénéenne ; CFNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; CFSP : Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen. Les flèches dans le schéma du haut (≈ 90 Ma) représentent le réajustement thermique de la croûte faisant suite à l'événement thermique du Crétacé moyen. Les flèches en pointillés dans les deux schémas du bas (60-40 Ma et 30-18 Ma) correspondent aux mouvements relatifs des massifs par rapport aux isothermes. Les failles en trait plein représentent des accidents actifs aux époques considérées, celles en pointillé sont inactives.

des âges de refroidissement hercyniens, peu ou pas affectés par des pertes d'argon au crétacé moyen à condition que l'échantillonnage soit réalisé à distance des zones de cisaillement. On propose que la position structurale plus superficielles de ces massifs granodioritiques qui reposent sur un plancher constitué des roches de type gneissique, est à l'origine de cette absence d'enregistrement de l'événement thermique crétacé moyen. Les roches plus profondes du socle gneissique sont soumises à des températures supérieures à 300° C lors de la remontée des isothermes en relation avec l'amincissement crustal centré sur la ZNP (fig. C.a). Alors que l'on peut donc évoquer une plus faible influence du flux thermique et des processus hydrothermaux associés au Crétacé dans les parties supérieures de la croûte où les massifs granodioritiques restent au-dessus de l'isotherme 300° C (fig. C.a).

Dans les zones mylonitiques ainsi qu'à leur proximité, le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas est affecté par une remise à zéro plus ou moins totale. Comme dans la ZNP où le métamorphisme crétacé est caractérisé par des cristallisations statiques (Ravier, 1957 □ Golberg, 1987), nous proposons que la rééquilibration des systèmes isotopiques au Crétacé moyen de ces zones mylonitiques résulte d'un flux thermique de même origine que le métamorphisme crétacé. Ce flux thermique important conduit à des phénomènes de recuit statique (Paquet et Delay, 1989) dans les zones de cisaillement pré-existantes qui, de par leur perméabilité, servent de chenaux aux circulations fluides permettant la propagation de la chaleur jusqu'à des niveaux structuraux relativement «hauts».

La compression pyrénéenne □ fig. C.b

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 58 Ma (Mérens) et 38 Ma (Le Boulou-Le Perthus) obtenus dans des zones mylonitiques à micas blancs phengitiques confirment l'existence de zones de déformation ductile dans la ZA associées à la compression pyrénéenne. Ces zones mylonitiques pyrénéennes réactivent pour la plupart d'anciennes zones mylonitiques. Cette proposition est en accord avec les observations faites plus à l'Ouest de Lamouroux et al. (1980) qui reconnaissent deux assemblages mylonitiques différents, un premier à quartz, biotite, muscovite, albite et microcline de relativement haute température et un second à muscovite, sphène et épidote de plus basse température. Le premier résulterait donc des déformations hercyniennes avec un possible recuit lors de l'événement thermique crétacé moyen (cf. ci-dessus) tandis que le second serait à rattacher aux déformations alpines s.s..

Le fonctionnement de ces failles ductiles, mais également d'accidents plus superficiels (Laumonier et Baetens, 1986 □ Soliva et al., 1992), va permettre une exhumation des terrains de la ZA. Les histoires de refroidissement des plutons granodioritiques que nous avons établies montrent que, suite à la période de quiescence tectonique qui dure depuis la fin de l'hercynien, les roches sont soumises à une brusque augmentation du refroidissement datée à 60 Ma pour le massif de Mont-Louis et 48 Ma pour celui de Saint-Laurent. Nos données traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur apatite confirment la présence de cette phase de refroidissement, à un taux d'environ 4° C/Ma, qui perdure au moins jusqu'au début de l'Oligocène et que nous relions au fonctionnement des chevauchements pyrénéens dans la ZA (fig. C.b).

L'extension oligo-miocène fig. C.c

L'application des différents chronomètres de basse température aux massifs gneissiques se trouvant au mur des grandes failles normales de la Têt et du Roussillon (respectivement le massif du Canigou et celui des Albères) nous a permis de mettre en évidence une autre étape fondamentale dans la structuration du relief de la partie orientale de la ZA des Pyrénées. Ainsi, le fonctionnement en faille normale, lors de l'ouverture du Golfe du Lion, de ces grands accidents va conduire à un fort refroidissement et à la traversée rapide des isothermes 150, 110 et 70° C (Tc des plus petits domaines du feldspath potassique, du système traces de fission sur apatite et du système (U-Th)/He sur apatite respectivement) par ces deux massifs (fig. C.c). Le taux d'exhumation mis en évidence, proche du km/Ma, est nettement plus important que celui de l'événement compressif pyrénéen et est certainement en grande partie responsable de l'imposant relief des Pyrénées orientales. L'activité des failles normales va durer depuis le début de l'Oligocène supérieur ($\approx 28-30$ Ma) jusqu'au moins au Burdigalien. Il ne nous a pas été possible de dater précisément l'arrêt de l'exhumation par l'approche thermochronologique que nous avons choisie. Mais la détermination des quantités totales d'exhumation ainsi que l'âge, relativement bien connu (Burrus et al., 1987), de l'arrêt de l'accrétion océanique dans le bassin algéro-provençal au Burdigalien nous laisse à penser que l'événement extensif affectant l'est des Pyrénées et conduisant au soulèvement des massifs tel le Canigou ou les Albères s'arrête au Burdigalien. L'histoire thermique post-burdigalienne ne nous est pas accessible si ce n'est la trace d'un réchauffement très mal daté (Miocène supérieur à Pliocène inférieur) en relation avec une période de réactivation de la faille de la Têt.

Références Bibliographiques

- Abati J., Dunning G.R., Arenas R., Garcia F.D., Cuadra P.G., Catalan J.M., Anonaegui P. (1999).** Early Ordovician orogenic event in Galicia (N.W., Spain): evidence from U-Pb dating in the upper-most unit of the Ordores complex. *Terra Abstr.*, 4: 11.
- Albarède F., Michard-Vitrac A. (1978).** Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth Planet Sci. Lett.*, 40, 327-332.
- Albarède F., Ferraud G., Kaneoka I., Allègre C.J. (1978).** $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating: the importance of K-feldspars on multi-mineral data of polyorogenic areas. *J. Geol.*, 86, 581-598.
- Albarède F., Michard A., Cuney M. (1985).** Les chronomètres uranium-thorium-plomb. In: Roth E., Poty B. (Eds.), *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels*. Masson, p. 123-173.
- Aldrich L.T., Nier A.O. (1948).** Argon 40 in Potassium Minerals. *Phys. Rev.*, 74, 876-877.
- Arnaud N.O. (2001).** La notion d'âge en géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: méthodologie et applications. *Habilitation à Diriger des Recherches*, Université de Clermont-Ferrand. 98 pp.
- Arnaud N.O., Brunel M., Cantagrel J.M., Tapponnier P. (1993).** High cooling and denudation rates at Kongur Shan, eastern Pamir (Xinjiang, China) revealed by (super 40) Ar/ (super 39) Ar alkali feldspar thermochronologie. *Tectonics*, 12, 6, 1335-1346.
- Arnaud N.O., Eide E.A. (2000).** Brecciation-related argon redistribution in alkali feldspars; an in naturo crushing study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 18, 3201-3215.
- Arthaud F., Matte Ph. (1975).** Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud F., Matte P. (1977).** Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc Am. Bull.*, 88, 1305-1320.
- Arthaud F., Séguret M. (1981).** Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, 51-63.
- Arthaud F., Pistre S. (1993).** Les fractures et les paléo-contraintes du granite hercynien de Millas (Zone axiale des Pyrénées): un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle. *Geodyn. Acta*, 6, 187-201.
- Autran A., Guitard G. (1957).** Observations sur le granite et les gneiss de Mont-Louis (Pyrénées orientales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, VII, 245-270.
- Autran A., Gottis M., Guitard G., Ricour J. (1958).** La base de la série sédimentaire mésozoïque dans la région d'Amélie-les-Bains (P.O.). *C. R. somm. S.G.F.*, 10, 198-202.
- Autran A., Fonteilles M., Guitard G. (1966).** Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antéhercynien dans le massif des Albères (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, D, 317-320.
- Autran A., Guitard G. (1968).** Carte géologique de France, Feuille 1/80.000: Prades avec notice.
- Autran A., Guitard G. (1969).** Mise en évidence de nappes hercyniennes dans la série méta-morphique du massif de Roc de France: liaison avec la nappe du Canigou. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269, D, 2497-2499.
- Autran A., Fonteilles M., Guitard G. (1970).** Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XII, 673-731.
- Autran A., Carreras J., Durand-Delga M., Laumonier B. (1995).** Le cycle hercynien dans les Pyrénées, réflexions géodynamiques finales. In Barnolas A. et Chiron J.C.: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE, 1, 679-695.

- Azambre B., Rossy M. (1976).** Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'arc basque: ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 1725-1728.
- Azambre B., Sagon J.P., Debroas E.J. (1991).** Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, 1179-1185.
- Barbarand J. (1999).** *Cinétique de cicatrisation des traces de fission dans les cristaux d'apatite et histoire thermique de la bordure sud-est du Massif Central.* Thèse, Université Nancy I, 323 pp.
- Barbey P., Cheilletz A., Laumonier B. (2001).** The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, 129-136.
- Barnolas A., Chiron J.C. (1996).** Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume I: *Introduction. Géophysique. Cycle hercynien.* Edition BRGM-ITGE, 2 vol.
- Barruol G., Souriau A., Vauchez A., Diaz J., Gallart J., Tubia J., Cuevas J. (1997).** Litospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting. *J. Geophys. Res.*, 103, 30039-30053.
- Baudelot S., Crouzel F. (1974).** La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées orientales), *Bull. Soc. hist. nat.*, Toulouse, 110, 311-326.
- Beaumont C., Muñoz J.A., Hamilton J., Fullsack Ph. (2000).** Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res.*, 105, B4, 8121-8145.
- Becquerel H. (1896).** Sur les radiations invisibles émises par phosphorescences □ Sur les radiations émises par les sels d'uranium. *Comp. Rend. Ac. S. Paris*, 122, 420, 501, 689.
- Berger G., York D. (1981).** Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 795-811.
- Bouchez J.L., Gleizes J. (1995).** Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *J. Geol. Soc. London*, 152, 669-679.
- Bouhallier H., Choukroune P., Ballèvre M. (1991).** Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne: exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, 647-654.
- Braun J. (2002).** Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 200, 331-343.
- Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990).** Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicæ*, 4, 19-42.
- Brichaud S. (2000).** Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb des plutons granitiques de l'Aigoual et du Mont Lozère. Conséquences sur leurs modes de mise en place. DEA, Université Montpellier II, 41 pp.
- Briqueu L., Innocent C. (1993).** Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II, 623-628.
- Briqueu L., Respaut J.P. (1997).** Les magmatismes de la chaîne hercynienne dans les Pyrénées. Contraintes géochronologiques, géochimiques et isotopiques. Les Pyrénées hercyniennes. *Réun. Sp. Soc. Géol. Fr.*
- Bruguier O., Bosch D., Pidgeon R.T., Byrne D.I., Harris L.B. (1999).** U-Pb chronology of the Northampton Complex, Western Australia - evidence for Grenvillian sedimentation, metamorphism and deformation and geodynamic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136, 258-272.
- Burbank D.W., Puigdefábregas C., Muñoz J.A. (1992).** The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin (Northeast Spain). *G.S.A., Bull.*, 16, 63-83.

- Calvet M. (1996).** Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées orientales. Thèse doct. Université Paris I et documents du BRGM, 255, 1170 pp.
- Carignan J., Hild P., Mevelle G., Morel J., Yeghicheyan D. (2001).** Routine analyses of trace element in geological examples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geos. Newslett.*, 25, 187-198.
- Caron C. (1994).** Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglesiente (SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution du socle encaissant par la géochronologie U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar et K-Ar. Thèse Université Montpellier II, 226 pp.
- Carreras J. (2001).** Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *J. Struct. Geol.*, 23, 1457-1486.
- Carreras J., Julivert M., Santanach P. (1980).** Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, 2, 5-9.
- Carreras J., Cirés J. (1986).** The geological significance of the western termination of the Mérens fault at Port Vell (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129, 99-114.
- Carreras J., Debat P. (coords.). (1996).** Tectonique hercynienne. In Barnolas A. et Chiron J.C.: synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Edition BRGM-ITGE, vol. 1, 585-677.
- Cavet P. (1957).** Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 55, 305-518.
- Chen F., Hegner E., Todt W. (2000).** Zircon ages and Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany. Evidence for a Cambrian magmatic arc. *Int. J. Earth. Sci.*, 88, 791-802.
- Chery J., Daignières M., Vilotte J.P. (1990).** How to built an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one: a thermomechanical model. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, VI, 2, 211-218.
- Chessex R., Delaloye M., Krummenacher D., Vangnat M. (1965).** Sur l'âge des roches granitiques de la région de Palamos-Palafrugell (Costa Brava, Espagne). *Sweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 45, 15-17.
- Choukroune P. (1992).** Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 143-158.
- Choukroune P., Seguret M., Galdeano A. (1973).** Caractéristiques et évolution structurales des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 601-611.
- Choukroune P., Mattauer M. (1978).** Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne: Comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 689-700.
- Choukroune P., Team E. (1989).** The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- Claoué-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning M.C. (1995).** Two carboniferous ages: a comparison of shrimp zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM 54, 3-20.
- Clauzon G., Fauquette S., Suc J.P. (2002).** Quantification des paléoaltitudes néogènes des reliefs des Pyrénées orientales. Colloque du GdR Marges, 40-41.
- Cliff R.A. (1985).** Isotopic dating in metamorphic belts. *J. Geol. Soc. London*, 142, 97-110.
- Cocherie A. (1984).** Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Sci., Université Rennes I, Doc. BRGM, 90, 246 pp.

- Compston W., Williams I.S., Meyer C.E. (1984).** U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. Proceedings of the 14th Lunar and Planetary Scientific Conference, Part 2. *Geophys. Res.*, 89B, 525-534.
- Corrigan J. (1991).** Inversion of apatite fission track data for thermal history information. *J. Geophys. Res.*, 96, B6, 10347-10360.
- Costa S., Maluski H. (1988).** Use of the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ stepwise heating method for dating mylonite zones: an example from the Saint-Barthélémy massif (northern Pyrenees, France). *Chem. Geol.*, 72, 127-144.
- Dahl P.S. (1996).** The crystal-chemical basis for argon retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 22-39.
- Dahl P.S. (1996).** The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3687-3700.
- Daignières M. (1978).** Géophysique et faille nord pyrénéenne. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XX, 5, 677-680.
- Daignières M., Gallart J., Banda E., Hirn A. (1982).** Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the pyrenean range. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 88-110.
- Daignières M., De Cabissole B., Gallart J., Hirn A., Surinach E., ECORS Pyrénées Team. (1989).** Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrénées line. *Tectonics*, 8, 1051-1058.
- Debon F., Zimmermann J.L. (1988).** Le pluton de Bassiès (Pyrénées, Zone axiale): typologie chimique, âge et remaniements isotopiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, 897-902.
- Debon F., Enrique P., Autran A. (1996).** Le plutonisme hercynien des Pyrénées. In Barnolas A., Chiron J.C. (Eds.), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE., vol. I, pp. 361-499.
- Debroas E.J. (1985).** Géométrie et position structurale des fossés albiens nord Pyrénéens: l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata*, 2, 99-106.
- Debroas E.J. (1987).** Modèles de bassins triangulaires à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord pyrénéenne, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 887-898.
- Debroas E.J., (1990).** Le flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, VI, 2, 273-286.
- Delaperrière E., Lancelot J. (1989).** Datation U-Pb sur zircon de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin du magmatisme alcalin ordovicien dans le Sud de l'Europe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 835-842.
- Delaperrière E., Soliva J. (1992).** Détermination d'un âge Ordovicien supérieur - Silurien pour les gneiss de Casemi (massif du Canigou, Pyrénées Orientales) par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, 345-350.
- Delaperrière E., Saint-Blanquat (de) M., Brunel M., Lancelot J. (1994).** Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées, France): discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 165, 2, 101-112.
- Delaperrière E., Respaut J.P. (1995).** Un âge ordovicien de l'orthogneiss de la Preste par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon remet en question l'existence d'un socle précambrien dans le massif du Canigou (Pyrénées Orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, II a, 1179-1185.
- Deloule E., Alexandrov P., Cheilletz A., Laumonier B., Barbey P. (2002).** In-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci.*, 91, 398-405.
- Delville N. (1998).** Datation des mylonites de la faille de l'Altyn Tagh (Nord Tibet) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Mémoire de DEA, Université Clermont-Ferrand.

- Delville N., Arnaud N., Montel J.M., Roger F., Brunel M., Tapponnier P., Sobel E. (2001).** Paleozoic to Cenozoic deformation along the Altyn-Tagh Fault in the Altun Shan massif area, Eastern Qilian Shan, NE Tibet, China. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*.
- Delvolvé J.J., Perret M.F. (1989).** Variations de l'âge des sédiments calcaires et "culm" carbonifère dans la chaîne varisque du Sud de la France: migration de l'orogénèse varisque. *Geodynamica Acta*, 3, 2, 117-126.
- Delvolvé J.J., Souquet P., Vachard D., Perret M.F., Aguirre P. (1993).** Caractérisation d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées: faciès, chronologie de la tectonique synsédimentaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II, 959-966.
- Deramond J., Baby P., Specht M., Crouzet G. (1990).** Géométrie des chevauchements dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, VI, 2, 287-294.
- Desegaulx P., Roure R., Villien A. (1990).** Structural evolution of the Pyrenees: tectonic heritage and flexural behavior of the continental crust. In: Letouzet J. (Eds.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Technip, Paris, 31-48.
- Dodson M.H. (1973).** Closure temperatures in cooling geological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 259-274.
- Donelick R.A. (1991).** Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: an empirical model and experimental observation. *Am. Mineral.*, 76, 83-91.
- Duddy I.R., Green P.F., Laslett G.M. (1988).** Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour. *Chem. Geol.*, 73, 25-38.
- Echtler H., Malavielle J. (1990).** Extensional tectonics basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177, 125-138.
- ECORS-Pyrenees Team (1988).** The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, 508-511.
- Ehlers Todd A., Farley Kenneth A. (2003).** Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 1-14.
- Enrique P., Solé J., Delaloye M. (1997).** K/Ar and Ar/Ar mesozoic overprinted ages from the hercynian igneous rocks of the easternmost Pyrenees (Cap de Creus area) - EUG9. *Terra Nova Abstract*, 9, 493-494.
- Evans N., Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L., (1997).** Hercynian tectonics in the Pyrenees: A new view based on the structural examination around the Bassiès granite pluton. *J. Struct. Geol.*, 19, 195-208.
- Evans N., Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L. (1998).** Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformations and contact metamorphism. *J. Geol. Soc.*, 155, 209-216.
- Fabriès J., Lorand J.P., Bodinier J.L. (1998).** Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics*, 292, 145-167.
- Farley K.A., Wolf R.A., Silver L.T. (1996).** The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4223-4229.
- Farley K.A. (2000).** Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res.*, 105, 2903-2914.
- Farley K.A. (2002).** (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. In: Porcelli P.D., Ballentine C.J., Wieler R. (Eds.), *Noble Gas Geochemistry*. Rev. Mineral. Geochem., 47, 819-843.
- Fitzgerald P., Gleadow A.J.W. (1990).** New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: examples from the Transantarctic Mountains. *Nucl. Tracks*, 17, 351-357.

- Fitzgerald P., Sorkhabi R.B., Redfield T.F., Stump E. (1995).** Uplift and denudation of the central Alaska range: A case study in the use of apatite fission-track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *J. Geol. Res.*, 100, 20175-20191.
- Fitzgerald P., Muñoz J.A., Coney P., Baldwin S.L. (1999).** Asymmetric exhumation across the central Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, 157-170.
- Fleischer R.L., Price P.B., and Walker R.M. (1975).** Nuclear tracks in solids. Berkeley: Univ. Calif. Press, 605 ???
- Foland K.A. (1983).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating plateaux for biotite with excess argon. *Isotope Geosc.*, 1, 3-21.
- Fontboté J.M., De Villalta J.F., Gargia-Rodrigo B., Virgili C. (1958).** Le versant espagnol des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6, 8, 939-960.
- Fontboté J.M., Guitard G. (1958).** Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 884-889.
- Fourcade S. (1981).** *Géochimie des granitoïdes*. Thèse Université Paris VII, 211 pp.
- Fourcade S., Javoy M. (1991).** Sr-Nd-O isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pyrenees, France: evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In Didier J., Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and granite petrology*. Dev. Petrol., Elsevier, Amsterdam, 345-364.
- Galbraith R.F. (1981).** On statistical models for fission track counts. *J. Int. Assoc. Math. Geol.*, 13, 471-488.
- Gallagher K. (1995).** Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 421-435.
- Gallagher K., Sambridge M., Drijkoningen G. (1991).** Genetic algorithms: an evolution from Monte Carlo methods for highly non-linear geophysical optimisation. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2177-2180.
- Garwin L.J. (1985).** Fission track ages from the eastern Pyrenees (abstr.). *Terra Cognita*, 5, 123.
- Gebauer D., Schertl H.P., Brix M., Schreyer W. (1997).** 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps High pressure metamorphism in nature and experiment. *Lithos*, 41, 5-24.
- Gibson R.L. (1989).** The relationship between deformation and metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees: a case study. *Geol. Mijnb.*, 68, 345-356.
- Gibson R.L. (1991).** Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrenees, France - evidence for crustal extension. *Geology*, 19, 380-383.
- Gleadow A.J.W., Fitzgerald P.G. (1987).** Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission-track dating of basement apatites. In the Dry Valleys area, Southern Victoria Land. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 1-14.
- Gleizes G. (1992).** Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. Thèse Doct., Université Toulouse III, 259 pp.
- Gleizes G., Bouchez J.L. (1989).** Le granite de Mont-Louis (Zone axiale des Pyrénées): anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 1075-1082.
- Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L. (1991).** Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises): zonation, structure et mise en place. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, 755-762.
- Gleizes G., Nédélec A., Bouchez J.L., Autran A., Rochette P. (1993).** Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys. Res.*, 98, 4317-4331.

- Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L. (1997).** Variscan granites of the Pyrenees revisited: Their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9, 38-41.
- Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L. (1998).** The main phase of the hercynian orogeny of the Pyrenees is a dextral transpression. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. *Geological Society*, 135, 267-273.
- Golberg J.M. (1987).** Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées – relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. Thèse Université Montpellier II. 235pp.
- Golberg J.M., Maluski H., Leyreloup A.F. (1986).** Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the north pyrenean zone. *Tectonophysics*, 129, 275-290.
- Golberg J.M., Maluski H. (1988).** Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 306, 429-435.
- Golberg J.M., Leyreloup A.F. (1990).** High temperature - low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contr. Miner. Petrol.*, 104, 194-207.
- Green P.F. (1985).** Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 58, 1-22.
- Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Tingate P.R., Laslett G.M. (1985).** Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nucl. Tracks*, 10, 323-328.
- Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Laslett G.M., Tingate P.R. (1986).** Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1- A qualitative description. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, 234-253.
- Green P.F., Duddy I.R., Laslett G.M., Hegarty K.A., Gleadow A.J.W., Lovering J.F., (1989).** Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chem. Geol.*, 79, 155-182.
- Guitard G. (1970).** Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales, France). Mémoire du BRGM., 63, 353 pp.
- Guitard G., Vielzeuf D., Martinez F. (coords.). (1995).** Métamorphisme hercynien. In: Barnolas A. et Chiron J.C.: Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Edition BRGM-ITGE, vol I, 501-584.
- Guitard G., Laumonier B., Autran A., Bandet Y., Berger G.M. (1998).** Notice explicative, carte géologique de France (1/50,000ème), feuille de Prades (1095). BRGM.
- Hames W.E., Bowring S.A. (1994).** An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 161-169.
- Hames W.E., Cheney J.T. (1997).** On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 3863-3872.
- Harrison T.M. (1981).** Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 324-331.
- Harrison T.M., Duncan I., Mc Dougall I. (1985).** Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2461-2468.
- Harrison T.M., Lovera O.M., Heizler M.T. (1991).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for alkali feldspars containing diffusion domains with differing activation energy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 1435-1448.
- Henry P., Azambre B., Montigny R., Rossy M., Stevenson R.K. (1998).** Late mantle evolution of the pyreneal sub-continental lithospheric mantle in the light of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 296, 103-123.

- Hodges K.V., Hames W.E., Bowring S.A. (1994).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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.
- Hodges K.V., Bowring S.A. (1995).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of isotopically zoned micas: Insights from the southwestern USA Proterozoic orogen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3205-3220.
- Hoisch T.D., Heizler M.T., Zartmann R.E. (1997).** Timing of detachment faulting in the Bullfrog Hills and Bare Mountain area, southwest Nevada: Inference from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar, U-Pb and fission track thermochronology. *J. Geophys. Res.*, 102, 2815-2833.
- House M.A., Wernicke B.P., Farley K.A., Dumitru T.A. (1997).** Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada from (U-Th)/He thermochronometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 151, 167-179.
- House M.A., Farley K.A., Kohn B.P. (1999).** An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170, 4, 463-474.
- House M.A., Farley K.A., Stockli D. (2000).** Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183, n°3-4, 365-368.
- Hurford A.J. (1983).** Green P.F., The zeta calibration of fission track dating. *Chemical Geology*, 1, 285-317.
- Hurford A.J., Green P.F. (1982).** A users' guide to fission track dating calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 343-354.
- Hurford A.J., Green P.F. (1983).** The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 1, 285-317.
- Hurford A.J. (1986).** Cooling and uplift in the Lepontine Alps South Central Switzerland, and age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 413-427.
- Hurford A.J. (1990a).** International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks.*, 17, 233-236.
- Hurford A.J. (1990b).** Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80, 171-178.
- 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, 134, 28-31.
- Jäger E., Zwart H.J. (1968).** Rb-Sr age determinations of some gneisses and granites of the Aston-Hospitalet massif (Pyrenees). *Geol. Mijn.*, 47, 349-357.
- 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. *C. R. Acad. Sci.*, 331, 775-782.
- Jolivet L., Frizon de Lamotte D., Mascle A., Séranne M. (1999).** The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen – an introduction. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F., Séranne M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication, 156, 1-14.
- Jolivet M., Roger F., Arnaud N., Brunel M., Tapponnier P., Seward D. (1999).** Histoire de l'exhumation de l'Altun Shan: indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet). *C. R. Acad. Sci.*, 329, 749-755.
- Kornprobst J., Vielzeuf D. (1984).** Transcurrent crustal thinning: A mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In *Kimberlites* (Ed. Kornprobst). Elsevier, Amsterdam, 347-359.

- Kraml M., Pik R., Rahn M., Carignan J., Keller J. (2003).** A potential single grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (U-Th)/He and FT age standard: The Limberg t3 tuff. In prep. to the submitted to Am. Min.
- Kriegsman L.M., Aerden D.G.A.M., Bakker R.J., Den Brok S.W.J., Schutjens P.M.T.M. (1989).** Variscan tectonometamorphic evolution of the Eastern Lys-Caillaouas massif, central Pyrenees - evidence for late-orogenic extension prior to peak metamorphism. *Geol. Mijnb.*, 68, 323-333.
- Krogh T.E. (1982).** Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 636-649.
- Lamouroux Ch. (1991).** Les mylonites des Pyrénées: Classification, mode de déformation, évolution. Mémoire Soc. Géol. Nord, Lille, 19, 393 pp.
- Lamouroux Ch., Debat P., Déramond J., Majesté-Menjoulas C. (1979).** Influence de massifs plutoniques hercyniens dans l'évolution des structures pyrénéennes: exemple du massif du Néouvielle. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 21, 213-220.
- Lamouroux Ch., Soula J.C., Déramond J., Debat P. (1980).** Shear zones in the granodioritic massifs of the Central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine orogenesis. *J. Struct. Geol.*, 2, 49-53.
- Lamouroux Ch., Soula J.C., Roddaz B. (1981).** Les zones mylonitiques des massifs du Bassiès et de l'Aston (Haute Ariège). *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. Sect.*, 5, 2, 103-111.
- Laslett G.M., Kendall W.S., Gleadow A.J.W., Duddy I.R. (1982).** Bias in measurement of fission track length distributions. *Nucl. Tracks*, 6, 79-85.
- Laslett G.M., Gleadow A.J.W., Duddy I.R. (1984).** The relationship between fission track length and density in apatite. *Nucl. Tracks*, 9, 29-38.
- Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., (1987).** Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol.*, 65, 1-13.
- Laumonier B. (1988).** Les groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales. *Hercynica*, 1, 25-38.
- Laumonier B., Geysant J., Guitard G. (1984).** Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2ème partie: Essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures. *Géol. France*, 127-147.
- Laumonier B., Baetens E. (1986).** Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats de Mollo (Pyrénées orientales, frontière franco-espagnole). *C. R. Acad. Sc.*, 302, 363-366.
- Laumonier B., Guitard G. (1986).** Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, 473-478.
- Lee J.K.W. (1993).** The argon release mechanisms of hornblende in vacuo. *Chem. Geol.*, 106, 133-170.
- Lee J.K.W. (1995).** Multipath diffusion in geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120, 60-82.
- Le Pichon X., Bonnin J., Sibuet J.C. (1970).** La faille nord-pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du golfe de gascogne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 271, 1941-1944.
- Lippolt H.J., Leitz M., Wernicke R.S., Hagedorn B. (1994).** (U+Th)/He dating of apatite experience with samples from different geochemical environments. *Chem. Geol.*, 112, 179-191.
- Losantos M., Palau J., Sanz J. (1986).** Considerations about Hercynian thrusting in the Marimanya massif (central Pyrenees). In: Banda E., Wickham S.M. (Eds.), The geological evolution of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 71-79.
- Lovera O.M., Richter F.M., Harrison T.M. (1989).** The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain size. *J. Geophys. Res.*, 94, 17917-17935.

- Lovera O.M., Richter F.M., Harrison T.M. (1991).** Diffusion domains determined by ^{39}Ar release during step heating. *J. Geophys. Res.*, 96, 2057-2069.
- Lovera O.M., Grove M., Harrison T.M., Mahon K.L. (1997).** Systematic analysis of K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating results: I. Significance of activation energy determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 3171-3192.
- Lutz T.M., Goma O. (1991).** An inverse method of modeling thermal histories from apatite fission-track data. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 104, 181-195.
- Majoor F.J.M. (1988).** A geochronological study of the axial zone of the central Pyrenees, with emphasis of variscan events and alpine resetting. Verhand 6, Lab. *Isotopen-Geologie, Amsterdam*, 1-117.
- Maluski H. (1978).** Behaviour of biotites, amphiboles, plagioclases and K-feldspars in response to tectonic events with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric method. Example of Corsican granites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1619-1633.
- Maluski H. (1985).** Method argon 39-argon 40. Principes et applications aux minéraux des roches terrestres. In: Roth E., Poty B. (Eds.), *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels*. Masson, 341-372.
- Mancktelow N.S., Grasemann B. (1997).** Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, 270, 167-195.
- Martinez A., Vergès J., Muñoz J.A. (1988).** Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hisp.*, 23, 119-128.
- Mattauer M. (1964).** Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259, 2891-2894.
- Mattauer M. (1985).** Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, X, 3-12.
- Mattauer M. (1990).** Une autre interprétation du profil ECORS Pyrenees. *Bul. Soc. Géol. France*, 6, 307-311.
- Mattauer M., Séguret M. (1966a).** Sur le style des déformations tertiaires de la Zone axiale des Pyrénées hercyniennes. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1, 10-13.
- Mattauer M., Henry J. (1974).** The Pyrenees. In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data for Orogenic Studies: Alpine-Himalayan Orogens (Ed. Spencer A.M.), Spec. Publ. Geol. Soc. London, 4, 3-21.
- Matte P. (1986).** La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, II, 1, 9-24.
- Matte P. (1991).** Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Matte P. (2002).** Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau-col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales). *Tectonique*, 334, 773-779.
- Matte P., Mattauer M. (1987).** Hercynian orogeny in the Pyrenees was not a rifting event. *Nature*, 325, 739-740.
- Mauffret A., Durand de Gossouvre B., Dos Reis A.T., Gorini C., Nercessian A. (2001).** Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *J. Struct. Geol.*, 23, 1701-1726.
- Mc Caig A.M. (1984).** Fluid-rock interaction in some shear zones from the Central Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.*, 2, 129-141.
- Mc Caig A.M., Miller J.A. (1986).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of mylonites along the Mérens fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 149-172.
- Mc Caig A.M. (1986).** Thick and thin skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 319-342.

- Mc Dougall I., Harrison T.M. (1999).** *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, New York, USA, 212 pp.
- Mc Innes B.I.A., Farley K.A., Sillitoe R.H., Kohn B.P. (1999).** Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquibambilla porphyry copper deposit, Chile. *Econ. Geol.*, 94, 937-947.
- Meesters A.G.C.A., Dunai T.J. (2002).** Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with ∂ -ejection and non-homogeneous distribution of the source. *Chem. Geol.*, 186, 57-73.
- Merrill C. (1965).** Trace element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. *Amer. Geophys. Un.*, 46, 125.
- Michard-Vitrac A., Albarède F., Dupuis C., Taylor H.P. (1980).** The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: inferences from Sr, Pb and O studies on the Maladeta Igneous Complex, Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 57-72.
- Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A. (2002).** Polyphase zircon in ultralight-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *J. Metamorphic Geol.*, 20, 727-740.
- Monchoux P. (1970).** *Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations*. Thèse d'Etat. Université Toulouse, 180 pp
- Mock C., Arnaud, N.O., Cantagrel J.M. (1999).** An early unroofing in northeastern Tibet: Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on granitoids from the eastern Kunlun range (Qianghai, NW China). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 1, 107-122.
- Monié P. (1984).** Etude par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes occidentales). Géochronologie détaillée depuis 110 Ma. *Eclogae geol. Helv.*, 78, 487-516.
- Monié P. (1998).** Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par sonde laser □ Méthodologie et applications. *Habilitation à Diriger des Recherches*, Université Montpellier II, 55 pp.
- Monié P., Soliva J., Brunel M., Maluski H. (1994).** Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et interprétation tectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 165, 559-571.
- Monié P., Caby R., Arthaud M.H. (1997).** The Neoproterozoic Brasiliano orogeny of Northeast Brazil. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ages and petro-structural data from Ceara. *Precambrian Res.*, 81, 241-264.
- Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1986).** K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, 129, 257-273.
- Morillon A.C. (1997).** *Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique: le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne)*. Thèse doct. Université Nice, 368 pp.
- Morris R.G., Sinclair H.D., Yelland A.J. (1998).** Exhumation of the pyrenean orogen: Implications for sediment discharge. *Basin Research*, 10, 69-85.
- Muir R.J., Ireland T.R., Weaver S.D., Bradshaw J.D. (1996).** Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids: Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica. *Chemical Geology*, 127, 191-210.
- Munoz J.A. (1992).** Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay K. (Ed.), *Trust Tectonics*. Chapman and Hall, 235-246.
- Munoz J.A., Martinez A., Verges J. (1986).** Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, 399-405.

- Naeser C.W. (1979).** Fission-track dating and geologic annealing of fission tracks. In Jäger E., Hunziker J.C., Lectures in Isotopes Geology, Springer Verlag, Berlin, 154-169.
- Nicolas R. (1998).** *Etude géochronologique et pétrostructurale des mylonites du massif de l'Agly*. DEA. Montpellier II, 34 pp.
- Nicolas R., Monié P., Brunel M. (1999).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraining timing of tectonic events in the Agly massif (French Pyrenees): Cretaceous transtension of Hercynian rocks. EUG X, Strasbourg, Mars 1999.
- Nier O.A. (1938).** Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. *J. Am. Chem. Soc.*, 60, 1571-1576.
- Nier O.A. (1950).** A re-determination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, 77, 789-793.
- Nier O.A., Thompson R.W., Murphey B.F. (1941).** The isotopic constitution of lead and the measurement of geologic Time III. *Phys. Rev.*, 60, 112-116.
- Olivet J.L., Bonnin J., Beuzart P., Auzende J.M. (1983).** Cinématique des plaques et paléogéographie; une revue. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24, 975-982.
- Olivet J.L. (1996).** Cinématique de la plaque Ibérique. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine, 20, 131-195.
- Ortega-Rivera A., Farrar E., Hanes J.A., Archibald D.A., Gastil R.G., Kimbrough D.L., Zentilli M., López-Martínez M., Féraud G., Ruffet G. (1997).** Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, México, from U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission-track geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 728-745.
- O'Sullivan P.B., Parrish R.R. (1995).** The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast ranges, British Columbia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132, 213-224.
- Paquet J., Mansy J.L. (1991).** La structure de l'Est des Pyrénées (transversale du massif de l'Agly): un exemple d'amincissement crustal. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 312, II, 913-919.
- Paquet J. et Delay F. (1989).** Analyse en microscopie électronique des textures et des phases des mylonites nord-pyrénéennes des massifs de St-Barthélémy et de l'Agly et discussion des âges. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 1111-1122.
- Paquette J.L., Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L. (1997).** Le granite de Bassiès (Pyrénées): Un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur zircons. *C. R. Acad. Sci.*, 324, IIa, 387-392.
- Parrish R.R. (1990).** U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1431-1450.
- Parson I., Brown W.L., Smith J.V. (1999).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology using alkali feldspars: real thermal history of mathematical mirage of microtecture. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136, 92-110.
- Philip H., Bousquet J.C., Escuer J., Fleta J., Goula X., Grellet B. (1992).** Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: Implications sismotectoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 314, II, 1239-1245.
- Pik R., Marty B. (1999).** (U+Th)/He thermochronometry: extension of the method to more U-bearing minerals. AGU, 1999 Fall Meeting, 1169.
- Pik R., Marty B., Carignan J., Lavé J. (2003).** Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: Implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *Earth Planet. Sci. Lett. soumis*.
- Pik R., Marty B., Carignan J., Yirgu G., Ayalew T. (2003).** Timing of East African Rift development in Southern Ethiopia, new constraints from (U-Th)/He thermochronometry. *Geologie. soumis*.

- Pin C. (1979).** *Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols* (Massif Central). Thèse de 3ème cycle, Université Montpellier II, 31 pp.
- Platt J.P., Whitehouse M.J. (1999).** Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 591-605.
- Pouget P., Lamouroux C., Dahmani A., Debat P., Driouchy Y., Mercier A., Soula J., Vezat R. (1989).** Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les Pyrénées hercyniennes. *Géol. Rudschau*, 78, 537-554.
- Puigdefàbregas C., Souquet P. (1986).** Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the mesozoic and tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Puigdefàbregas C., Muñoz J.A., Vergès J. (1992).** Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. In: Mc Clay K. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall. London, 247-254.
- Raguin E. (1977).** Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. BRGM.*, 1, 2, 89-119.
- Réhault J.P., Boillot G., Mauffret A. (1984).** The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.*, 55, 447-477.
- Reiners P.W., Farley K. (1999).** Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 3845-3859.
- Reiners P.W., Brady R., Farley K.A., Fryxell J.E., Wernicke B., Lux D. (2000).** Helium and argon thermochronometry of the Gold Butte Block, South Virgin Mountains, Nevada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178, n°3-4, 315-326.
- Respaut J.P., Lancelot J.R. (1983).** Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly), par la méthode U/Pb sur zircons et monazites. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 147, 21-34.
- Roberts M.P., Pin C., Clemens J.D., Paquette J. (2000).** Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut complex, french Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41, 809-844.
- Roddick J.C., Cliff R.A., Rex D.C. (1980).** The evolution of excess argon in alpine biotites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 185-208.
- Romer R.L., Soler A. (1995).** U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita*, 30, 374-383.
- Romero A. (1959).** Etude minéralogique des formations argileuses des bassins d'Amélie-les-Bains. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, XC, 364-376.
- Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Munoz J.A., Villien A., Matheron P., Baryt M., Séguret M., Camara P., Deramond J. (1989).** ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.
- Roure F., Choukroune P., Polino R. (1996).** Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, IIa, 345-359.
- Rutherford E. (1906).** Radioactive transformations. Scribners.
- Rutherford E., Soddy F. (1903).** Radioactive change. *Phil. Mag. Ser.*, 6, 5, 576-591.
- Saint-Blanquat (de) M. (1989).** *La faille normale ductile du massif du Saint-Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans la zone nord-pyrénéenne*. Doctorat, Université Montpellier II. 272 pp.
- Saint-Blanquat (de) M., Lardeaux J.M., Brunel M. (1990).** Petrological arguments for high extensional deformation in the Pyrenean variscan crust (Saint-Barthélémy massif, Ariège, France). *Tectonophysics*, 177, 245-262.

- Saillant J.P. (1982).** *La faille de Mérens (Pyrénées Orientales). Microstructures et mylonites.* Thèse 3ème cycle, Université Paris VII, 291 pp.
- Sanson S.D., Alexander C.E. (1987).** Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb-1. *Chem. Geol.*, 66, 27-34.
- Schärer U., Parseval (de) Ph., Polvé M., Saint-Blanquat (de) M. (1999).** Formation of the Trimons talcchlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova*, 11, 30-37.
- Séguret M. (1972).** Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Pub. USTL. *Sér. Géol. Struct*, 2, Montpellier, 1-155.
- 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.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication, 156, 15-36.
- Séranne M., Benedicto A., Labaume P., Truffert K., Pascal G. (1995).** Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean Orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 809-820.
- Sère V. (1993).** *Analyse cinématique et évolution thermotectonique des mylonites de la faille de la Tet (Versant Nord du canigou, P.O.).* DEA Montpellier II, 51 pp.
- Sobel E.R., Arnaud N.O., Jolivet M., Ritts B.D., Brunel M. (2001)** Jurassic to Cenozoic exhumation history of the Altyn Tagh range, NW China, constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and apatite fission track thermochronology. B.G.S.A. Spec. Paper, sous presse.
- Soler A., Enrique P. (1989).** La terminacion sur-occidental del batolito de Andorra - Mont Lluís: características petrológicas y geoquímicas. *Acta Geol. Hisp.*, 24, 139-146.
- Soliva J. (1992).** *Les déformations ductiles dans la zone axiale des Pyrénées orientales: La convergence varisque, la mise en place des granites tardi-hercyniens, la convergence pyrénéenne.* Thèse Doct. Université Montpellier II, 186 pp.
- Soliva J., Salel J.F., Brunel M. (1989).** Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe, (Eastern Pyrenees). *Geol. Mijnb.*, 68, 357-366.
- Soliva J., Brunel M., Matte P. (1991).** La zone de décrochement ductile Le Boulou - Le Perthus dans la granodiorite de Saint-Laurent (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, 639-646.
- Soliva J., Pistre S., Arthaud F., Brunel M. (1992).** Les zones de cisaillement mylonitiques dans le sud du granite de Millas (Pyrénées orientales): Déformations ductiles d'âge hercynien et/ou pyrénéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, 611-618.
- Soliva J., Pistre S., Arthaud F., Brunel M., Maluski H. (1993).** Alpine reactivation of late-Variscan shear zones in Eastern Pyrenees: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral dating of Millas and saint-laurent granitoids. *Terra Nova*, 5, 395-396.
- Soula J.C. (1982).** Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in the central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, 313-342.
- Soula J.C., Bessière G. (1980).** Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, 3, 69-74.
- Soula J.C., Debat P., Deramond J., Guchereau J.Y., Lamouroux Ch., Pouget P., Roux L. (1986a).** Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, 79-93.
- Soula J.C., Debat P., Deramond J., Pouget P. (1986b).** A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. In: Banda E., Wickham S.M. (Eds.), *The geological evolution of the Pyrenees. Tectonophysics*, 129, 29-51.

- Soula J.C., Lamouroux Ch., Viallad P., Bessiere G., Debat P., Ferret B. (1986).** The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. In: Banda E., Wickham S.M. (Eds.), *The geological evolution of the Pyrenees. Tectonophysics*, 129, 115-147.
- Souriau A., Granet M.A. (1995).** A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.*, 100, B9, 18117-18134.
- Souriau A., Sylvander M., Rigo A., Fels J.F., Douchain J.M., Ponsolles C. (2001).** Sismotectonique des Pyrénées: Principales contraintes sismologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 25-39.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975).** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 207-221.
- Steiger R.H., Jäger E. (1977).** Subcommittee on geochronology: convention to use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Stockli D.F., Farley K.A., Dumitru T.A. (2000).** Calibration of the (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology*, 28, 983-986.
- Strutt R.J. (1903).** Helium and radioactivity in rare and common minerals. *Proc. Ray. Soc. London serv.*, A, 80, 572-594.
- Stuwe K., White L., Brown R. (1994).** The influence of eroding topography on steady-state-isotherms - application to fission track analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 63-74.
- Tagami T., Farley K. A.; Stockli D.F. (2003).** (U-Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 207, 57-67.
- Tera F., Wasserburg G.J. (1974).** U-Th-Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the Moon. *Proc. 5th Lunar Conf., Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 5.*, 2, 1571-1599.
- Turner G. (1968).** The distribution of potassium and argon in Chondrites. In: Arrhens L.H. (Ed.), *Origin and Distribution of the elements*. London. Pergamon Press, 387-398.
- Turner G. (1971).** Argon-40 argon-39 dating - the optimization of irradiation parameters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 227-234.
- Van den Eeckhout B. (1990).** Evidence for large-scale recumbent folding during infrastructure formation in the Pyrenees: The structural geology of the eastern Hospitalet massif. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, VI, 331-338.
- Van den Eeckhout B., Zwart H.J. (1988).** Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16, 135-138.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. (1996).** Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 257-285.
- Vergès J. (1993).** *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D.* Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 203 pp.
- Vergès J., Muñoz J.A. (1990).** Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, VI, 265-272.
- Vergès J., Millàn H., Roca E., Munoz J.A., Marzo M., Cirés J., Den Bezemer T., Zoetemeijer R., Cloetingh S. (1995).** Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 893-915.
- Vergès J., Burbank D.W. (1996).** Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern central Pyrenees (Spain). In: Friend P., Dabrio C. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge Univ., Press., Cambridge, 120-132.

- Verhoef P.N.W., Vissers R.L.M., Zwart H.J. (1984).** A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (Central Pyrenees, France). *Geol. Mijnbouw.*, 63, 399-410.
- Vielzeuf D. (1984).** *Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées.* Thèse Sci., Université Clermont II, 288 pp.
- Vielzeuf D., Kornprobst J. (1984).** Crustal splitting and the emplacement of the pyrenean lherzolites and granulites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 87-96.
- Villa I.M. (1998).** Isotopic closure. *Terra Nova*, 10, 42-47.
- Villa I.M., Grobéty B., Kelley S.P., Trigila R., Wieler R. (1996).** Assessing Ar transport paths and mechanisms for McClure Mountains Hornblende. *Contr. Miner. Petrol.*, 126, 67-80.
- Vissers R.L.M. (1992).** Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11, 6, 1369-1384.
- Vitrac-Michard A., Allègre C.J. (1975a).** Study of the formation and history of piece of continental crust by ^{87}Rb - ^{86}Sr method: the case of the French Oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 257-285
- Vitrac-Michard A., Allègre C.J. (1975b).** ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb systematics on pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, 205-212.
- Wartho J.A. (1995).** Apparent argon diffusive loss $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra in amphiboles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 134, 393-407.
- Wetherill G.W. (1956).** Discordant uranium-lead ages. *Trans. American Geophys. Union*, 37, p. 320-326.
- Wickham S.M., Taylor H.P. (1985).** Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane: the Trois Seigneurs Massif, Pyrennes, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 122-137.
- Wickham S.M., Oxburgh E.R. (1985).** Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318, 330-333.
- Wickham S.M., Oxburgh E.R. (1986).** A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. In: Banda E., Wickham S.M. (Eds.), *The geological evolution of the Pyrenees. Tectonophysics*, 129, 53-69.
- Wickham S.M., Oxburgh E.R. (1987).** Low pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A321, 219-242.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995).** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostand Newslett.*, 19, 1-23.
- Wolf R.A., Farley K.A., Silver L.T. (1996).** Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4231-4240.
- Wolf R.A., Farley K.A., Kass D.M. (1998).** Modelling of the sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chem. Geol.*, 148, 105-114.
- Zeitler P.K., Herczig A.L., McDougall I., Honda M. (1987).** U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2865-2878.
- Zeyen H., Fernández M. (1994).** Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect. *J. Geophys. Res.*, 99, 18089-18102.
- Zhang S.L., Schärer U. (1996).** Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for the interpretation of U-Pb ages. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 138, 57-65.
- Zwart H.J. (1979).** The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 50, 1-74.

ANNEXES

ANNEXE I

Maurel O., Brunel M. Monié P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). Comptes Rendus Géosciences, Vol. 334, pp. 941-948.

Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France)

Olivier Maurel*, Maurice Brunel, Patrick Monié

Laboratoire « Géophysique, tectonique et sédimentologie », UMR 5573, CC 058, université Montpellier 2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France

Reçu le 6 mai 2002 ; accepté le 2 août 2002

Présenté par Jacques Angelier

Abstract – Cainozoic exhumation of the Canigou and Mont-Louis massifs (eastern Pyrenees, France). The onset of exhumation of the Canigou massif, related to the reactivation of the Têt Fault during the Gulf of Lion opening, is dated at 26–27 Ma, using apatite fission track method and lasts until the Aquitanian, at a rate of $0.29 \pm 0.07 \text{ mm yr}^{-1}$. The subsequent evolution is necessarily followed by a slower rate of exhumation to account for total exhumation. At the hanging-wall of this fault, the granite of Mont-Louis records an older exhumation history, where the crossing of the 110°C isotherm at $40 \pm 4 \text{ Ma}$ is related to the Pyrenean thrusting. *To cite this article: O. Maurel et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 941–948.*

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Pyrenees / Canigou Massif / Mont-Louis granite / Têt Fault / fission track / France

Résumé – Le début de l'exhumation du massif du Canigou, lié à la réactivation en faille normale de l'accident de la Têt lors de l'ouverture du golfe du Lion, est daté à 26–27 Ma par la méthode traces de fission sur apatite et se poursuit jusqu'à l'Aquitainien à un taux de $0,29 \pm 0,07 \text{ mm an}^{-1}$. L'évolution ultérieure est marquée par des périodes de dénudation, nécessairement plus lentes, pour rendre compte des quantités totales d'exhumation. Au toit de cette faille, l'exhumation du granite de Mont-Louis est plus ancienne, la traversée de l'isotherme 110°C se réalisant à $40 \pm 4 \text{ Ma}$, à la faveur des chevauchements pyrénéens. *Pour citer cet article : O. Maurel et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 941–948.*

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Pyrénées / massif du Canigou / granite de Mont-Louis / faille de la Têt / traces de fission / France

Abridged version

1. Introduction

The western Mediterranean area was affected by a widespread Oligo-Miocene extensional tectonic activity [20, 26]. During this rifting event, the Pyreneo-Provençal range formed during the Meso-Cainozoic Pyrenean compressive events [34], collapsed in the Gulf of Lion domain. The related extensional structures with a NE–SW trend are also present onshore in the eastern part of the Pyrenean orogen and have highly influenced its relief evolution. Several deep Neogene basins (Cerdanya, Conflent, Roussillon and Ampurdan) [15] were developed and Variscan basement blocks

were uplifted in response to the normal motion of inherited faults (Tech, Têt).

The Têt normal fault reactivation has accommodated the Conflent Basin formation in its hanging-wall and the exhumation of the Variscan Canigou gneisses massif (2784 m) in its footwall (Figs. 1 and 2). Because of the importance of the scarp and the crystalline nature of rocks, the Canigou massif represents a good target for determining the onset and rate of exhumation processes by low temperature thermochronometry. The apatite fission track method (closure temperature of $110 \pm 10^\circ\text{C}$ [13]) is well adapted for studying this recent vertical motion.

For that, six samples of granitic and gneissic origin were collected from a vertical section of 1800 m from the top of the Canigou Massif to the plain. Four samples of Mont-

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : maurel@dstu.univ-montp2.fr (O. Maurel).

Louis granite, at the hanging-wall of the Têt Fault, were also collected to better constrain the thermal evolution on both sides of the fault. A gneissic pebble was also taken in the Escaro Formation whose age emplacement is still discussed [4, 5].

2. Technical aspect

Fission track analysis were performed in Montpellier (France) with a Zeiss microscope under dry $\times 1250$ magnification, coupled with a digitising tablet for the confined track length measurements. The external detector method [17] was used for the age determination. Apatite was mounted in epoxy, polished and etched with 6.5% HNO_3 during 40 s at ambient temperature for the spontaneous track revelation. The muscovite sheets used like external detector are etched with 40% HF during 40 min at ambient temperature for revealing the induced tracks during the irradiation under thermal neutrons flux made at the ANSTO Lucas Height reactor (Australia). Zeta (ζ) factor [18] used for the age calculation is 324 ± 14 . All the central ages obtained have a χ^2 test statistic above 5%, suggesting the presence of only one age population in the samples [9].

3. Results

3.1. Vertical profile of Canigou massif (hanging-wall of the Têt Fault)

The central ages of fission track analyses are reported versus the sample altitude (Fig. 3). The data reveal a good positive correlation between ages and altitude, with a 27.1 ± 1 Ma age at the top of the massif and a 21.6 ± 2 Ma age at its bottom (Fig. 3). Fission track ages of previous studies are also reported [24, 29].

The short mean track lengths and high standard deviation ($< 13 \mu\text{m}$ and $> 1.8 \mu\text{m}$, respectively) of two samples from the top of the massif attest for the presence of a Partial Annealing Zone (PAZ) of apatite fission tracks [14]. By contrast, the four other samples give mean track lengths and standard deviations ($> 13 \mu\text{m}$ and $< 1.8 \mu\text{m}$, respectively), attesting for a fast crossing of the PAZ. This suggests a possible slope break close to the top (at about 2500–2600 m). Therefore, the Canigou summit samples probably marks the bottom of a fossil Partial Annealing Zone (PAZ) exhumed at a minimum age of 26–27 Ma [7]. The exhumation rate calculation takes into account only the four samples of the lower part and yields a value of $0.29 \pm 0.07 \text{ mm yr}^{-1}$ (2 sigma errors) from 26–27 Ma to the Aquitanian. This rate is too low for disturbing the isotherms [30] and can be considered as the true exhumation rate [11]. However, it is not enough fast for simple denudation due to erosion. A tectonic component must be added.

The thermal history was modelled using the Monte Trax software [10] (Fig. 4). Samples CAN7 and CAN12 give evidence of fast cooling above the 110°C isotherm during the Mid-Oligocene. Conversely, CAN4 sample has crossed this isotherm 35–40 Ma ago during a slow exhumation event, able to create a PAZ, followed by an increase

in the cooling rate in the Mid-Oligocene. From 25 Ma to Actual, a mean cooling rate of 4°C Ma^{-1} can be evaluated. Considering the present geothermal gradient of $25\text{--}30^\circ\text{C km}^{-1}$ [35], a mean exhumation rate of $0.1\text{--}0.15 \text{ mm yr}^{-1}$ is calculated. It is two times slower than the rate calculated between 26–27 and 21 Ma.

3.2. Mont-Louis granite (foot-wall of the Têt Fault)

Four samples of this massif yield central ages between 32.3 ± 2.4 and 36.4 ± 2 Ma, consistent with a dating by Morris et al. [24] on the Querigut massif at 33.3 ± 2.3 Ma (Fig. 3). The lack of age difference with altitude could result of a very fast exhumation rate. However, in this case, the mean track length should be above $14 \mu\text{m}$. The high slope of age–altitude correlation could be explained by (i) no vertical sampling profile, suggesting a palaeo-topographic effect [30], (ii) a late tilt to the southeast of the Mont-Louis granite. The 8–12 Ma age difference between samples of Canigou and Mont-Louis taken at the same altitude, on both sides of the Têt Fault, attests to the subtractive motion of this fault during the exhumation of Canigou massif after 32 Ma.

The thermal modelling of Mont-Louis granite samples suggest that the 110°C isotherm is crossed at 40 ± 4 Ma, in response to the Pyrenean thrusting events (Fig. 4). A mean exhumation rate at $0.5\text{--}0.6 \text{ mm yr}^{-1}$ to the Present is estimated. However, this exhumation is slower than in central Pyrenees [8]. We suggest an influence of the Oligo-Miocene extensional event that collapse the Mont-Louis block for explaining this decrease in the mean exhumation rate.

3.3. Escaro Formation

An apparent age of 17.7 ± 1.2 Ma has been obtained on a gneissic pebble from the Escaro Formation (ESC1). It is younger than the age found at the base of vertical profile in the Canigou (Fig. 3) and older or sub-contemporary than the Escaro Formation age (Pliocene [5] or Lower Miocene [4]). The mean length of $12.57 \pm 0.22 \mu\text{m}$ and the distribution of confined track lengths in ESC1 samples indicate a partial annealing with an intermediate age, without geological meaning. The modelling (Fig. 4) suggests that after a fast exhumation during the Late Oligocene, a reheating event took place during the Late Miocene that has caused the partial annealing of tracks. The local fluid circulations associated with the reactivation of the Têt Fault during late exhumation pulses [5] could be responsible for the partial annealing of tracks in the fault samples [29] and in the basin near the fault (ESC1, this work).

4. Discussion and conclusion

The vertical movement that accommodates the Canigou massif uplift is dated at 26–27 Ma by the fission track method. Up to now, this uplift has been considered exclusively as of Neogene age [4, 16] according to the presence of Early Burdigalian sediments at the base of the Confluent Basin [2]. The ages performed on the Mont-Louis granite

are systematically older and related to Pyrenean compressive event in the Eocene. This difference confirms the respective structural position of the Canigou massif and of the Mont-Louis granite at the footwall and the hanging-wall of the Têt Fault. This Oligocene age is consistent with the age of the first syn-rift sediments deposited on the passive margin of Gulf of Lion [27]. However, the first sediments deposited in the Conflent Basin are probably Aquitanian [4], which points to a minimum delay of 4–5 Ma between the onset of exhumation and the sedimentary record. The time gap for collapsing a relief of thickened crust near sea level could be the principal reason explaining the thinness or the lack of syn-rift sediments [28].

This onset of exhumation is consistent with recent data obtained in other domains of the Western Mediterranean area [19, 23], related to the activity of more or less deep faults [3].

The exhumation rate of $0.29 \pm 0.07 \text{ mm yr}^{-1}$ cannot have persisted from the Mid-Oligocene to the Present, because otherwise the base of PAZ would be more than 2 km above its present location, thus totally eroded. The

mean exhumation rate of $0.1\text{--}0.15 \text{ mm yr}^{-1}$ from 25 Ma until today, determined by the thermal modelling, is two times slower than that determined using the age vs altitude diagram. Vergés [33] reports a similar exhumation rate from Mid-Miocene until today from incision of river. In order to accommodate these rate differences, the rapid exhumation identified from 26–27 to 21 Ma must have ended soon afterwards, and the exhumation slowed down dramatically to bring the rocks to today's surface. The end of the western Mediterranean Basin formation and anti-clockwise rotation of Corsica–Sardinia in the Late Burdigalian [32] could be coeval with the weak or lack activity on the Têt Fault and with the decrease of the exhumation rate to less than 0.1 mm yr^{-1} .

Philip et al. [25] considered that triangular facets observed on the northern slope of the Canigou massif, are due to the Oligo-Miocene activity of the Têt Fault and exhumed by a final uplift pulse. This late uplift corresponds to the Messinian desiccation in Latest Miocene–Earlier Pliocene times, where the final uplift of Canigou was achieved by the reactivation of normal Têt Fault [4, 5, 16, 22].

1. Introduction

Succédant aux phases éocènes de compression pyrénéenne [34], l'épisode de *rifting* oligo-miocène à l'origine de la formation du Bassin océanique algéro-provençal [20, 26] a eu un effet très important sur l'évolution du relief des Pyrénées orientales. De nombreuses failles et fractures accommodent à terre cette extension [1, 6, 16]. Mais, de manière plus spectaculaire, le rejeu en faille normale d'accidents préexistants (Têt, Tech) permet la formation de bassins d'effondrement (Cerdagne, Conflent, Roussillon et Emporda) [15], ainsi que le soulèvement de blocs de socle hercynien (massifs du Canigou–Carança, du roc de France et des Albères).

La faille de la Têt, à fort pendage nord et globalement orientée NE–SW, comme la majorité des structures extensives du golfe du Lion, est responsable de l'exhumation à son mur du massif du Canigou s.s., culminant à 2784 m à moins de 50 km du littoral. Au toit de la faille se déposent les terrains mio-pliocènes du bassin du Conflent (Figs. 1 et 2). Le dénivelé important, de près de 2000 m au-dessus du bassin, et la nature cristalline de ses terrains en font une cible de choix pour reconstituer l'histoire thermique du massif lors de son exhumation. La thermochronologie basse température traces de fission sur apatite, de par sa température maximale d'application de $110 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ [13], est utilisée pour évaluer ces mouvements verticaux récents.

Pour cela, six échantillons de gneiss et du granite profond du Canigou ont été prélevés, du sommet à

la base du massif, sur son flanc nord (profil A–A', Figs. 1 et 2). Ils proviennent du bloc oriental du massif du Canigou–Carança, surélevé par rapport à l'ouest du massif par le jeu normal des failles de Py–Mantet et de Llipodère, après la formation de surfaces d'aplanissement au Miocène supérieur [4]. Les résultats obtenus sur quatre échantillons de la partie est du pluton granitique de Mont-Louis (profil B–B', Figs. 1 et 2), situé dans le bloc au toit de la faille normale de la Têt, sont présentés pour mieux contraindre son rôle dans l'exhumation du massif du Canigou. Un bloc de gneiss métrique a également été échantillonné dans les conglomérats de la formation d'Escaro, dont l'âge de mise en place reste discuté, Miocène inférieur [4, 16] ou Pliocène inférieur [5].

2. Techniques analytiques

Les analyses traces de fission ont été réalisées au laboratoire de Montpellier (France), sur un microscope Zeiss sous un grossissement de $\times 1250$ à sec, couplé avec une table à digitaliser pour la mesure des longueurs de traces confinées. Les âges centraux ont été calculés en utilisant la technique du détecteur externe [17]. Les apatites de la fraction granulométrique $80\text{--}300 \text{ }\mu\text{m}$ ont été montées dans de la résine, avant d'être polies et attaquées au moyen d'une solution de HNO_3 à 6,5% pendant 40 s à $20 \text{ }^\circ\text{C}$ pour révéler les traces de fission spontanées. Les feuilles de muscovite utilisées comme détecteur externe ont été attaquées avec une solution de HF à 40% pendant 40 min à $20 \text{ }^\circ\text{C}$, pour révéler les traces de fission induites lors

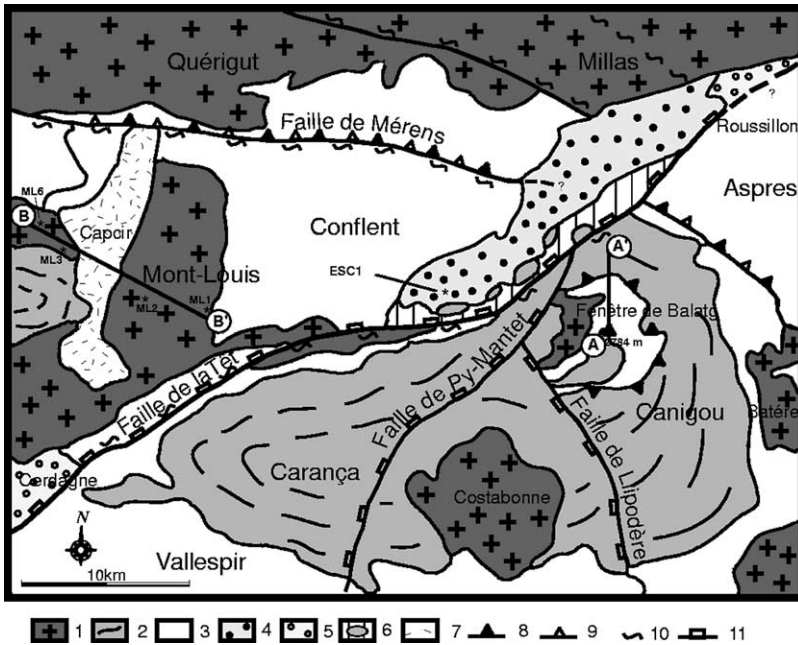


Figure 1. Carte géologique simplifiée du massif du Canigou et de la partie orientale du granite de Mont-Louis, avec la localisation des échantillons analysés. 1. Granitoïde hercynien. 2. Gneiss paléozoïque, 3. Métasédiments paléozoïques. 4. Miocène inférieur du bassin du Conflent. 5. Miocène supérieur du Roussillon et de Cerdagne. 6. Paléozoïque en *collapse* miocène. 7. Quaternaire glaciaire. 8. Chevauchement hercynien. 9. Chevauchements alpins. 10. Mylonite. 11. Faille normale oligo-miocène (modifié d'après [16]).

Figure 1. Simplified geological map of the Canigou massif and eastern part of Mont-Louis granite with dated samples location. 1. Hercynian granitoid. 2. Palaeozoic gneiss. 3. Palaeozoic metasediment. 4. Lower Miocene of the Conflent Basin. 5. Upper Miocene of Roussillon and Cerdanya. 6. Miocene collapse of Palaeozoic terrane. 7. Glaciary Quaternary. 8. Hercynian thrusting. 9. Alpine thrusting. 10. Mylonite. 11. Oligo-Miocene normal fault (modified after [16]).

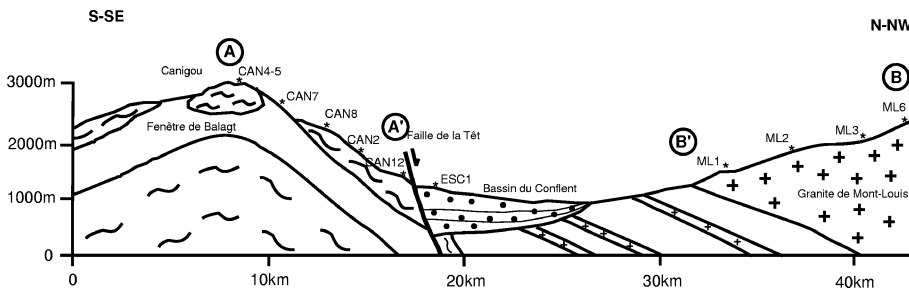


Figure 2. Coupe géologique synthétique de la zone étudiée, avec localisation des échantillons. Légende : cf. Fig. 1.

Figure 2. Synthetic geological cross-section, with sample location. Caption: see Fig. 1.

de l'irradiation sous un flux de neutrons thermiques de $10^{16} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, réalisée au réacteur ANSTO de Lucas Heights (Australie). Le facteur ζ [18] utilisé pour le calcul des âges est de 324 ± 14 . Tous les âges centraux obtenus présentent un test du χ^2 supérieur à 5%, qui traduit la présence d'une seule population d'âges dans chaque échantillon [9].

3. Résultats et interprétations

3.1. Massif du Canigou (mur de la faille de la Têt)

Les âges centraux traces de fission, reportés en fonction de l'altitude des échantillons, présentent une bonne corrélation positive, depuis $27,1 \pm 1 \text{ Ma}$ au sommet jusqu'à $21,6 \pm 2 \text{ Ma}$ à 970 m (Fig. 3). Les âges obtenus précédemment [24, 29] confirment cette corrélation.

Les deux échantillons situés au sommet ont des longueurs moyennes de traces confinées inférieures à $13 \mu\text{m}$, associées à des déviations standard supérieures à $1,8 \mu\text{m}$, traduisant leur séjour dans une zone de cicatrisation partielle (ZCP) des traces [14]. À l'in-

verse, les échantillons d'altitude inférieure ont des longueurs moyennes supérieures à $13 \mu\text{m}$ et des déviations standard inférieures à $1,8 \mu\text{m}$, impliquant la traversée rapide de la ZCP. Nous proposons donc, essentiellement à partir de la mesure des longueurs des traces, que le sommet du massif soit situé à la base d'une paléo-ZCP exhumée à partir de 26–27 Ma [7]. L'érosion a semble-t-il éliminé la quasi-totalité de cette paléo-ZCP, et seule sa base serait préservée. Ceci implique que la rupture de pente dans le diagramme âge–altitude [7] ne soit pas visible, du fait de différences d'âge difficiles à séparer dans les marges d'erreur. Si tel est le cas, le calcul du taux d'exhumation ne doit prendre en compte que les quatre échantillons situés sous 2500–2600 m d'altitude, qui se trouvaient, avant le début de l'exhumation rapide, à des niveaux de cicatrisation totale. Ce taux est estimé à $0,29 \pm 0,07 \text{ mm an}^{-1}$ ($\pm 2\sigma$) pour la période comprise entre 26–27 et 21 Ma. Cette vitesse, qui n'est pas suffisamment rapide pour perturber la forme des isothermes [21], peut être considérée comme la vitesse réelle d'exhumation [11]. Elle semble toutefois trop rapide pour être expliquée par un simple phéno-

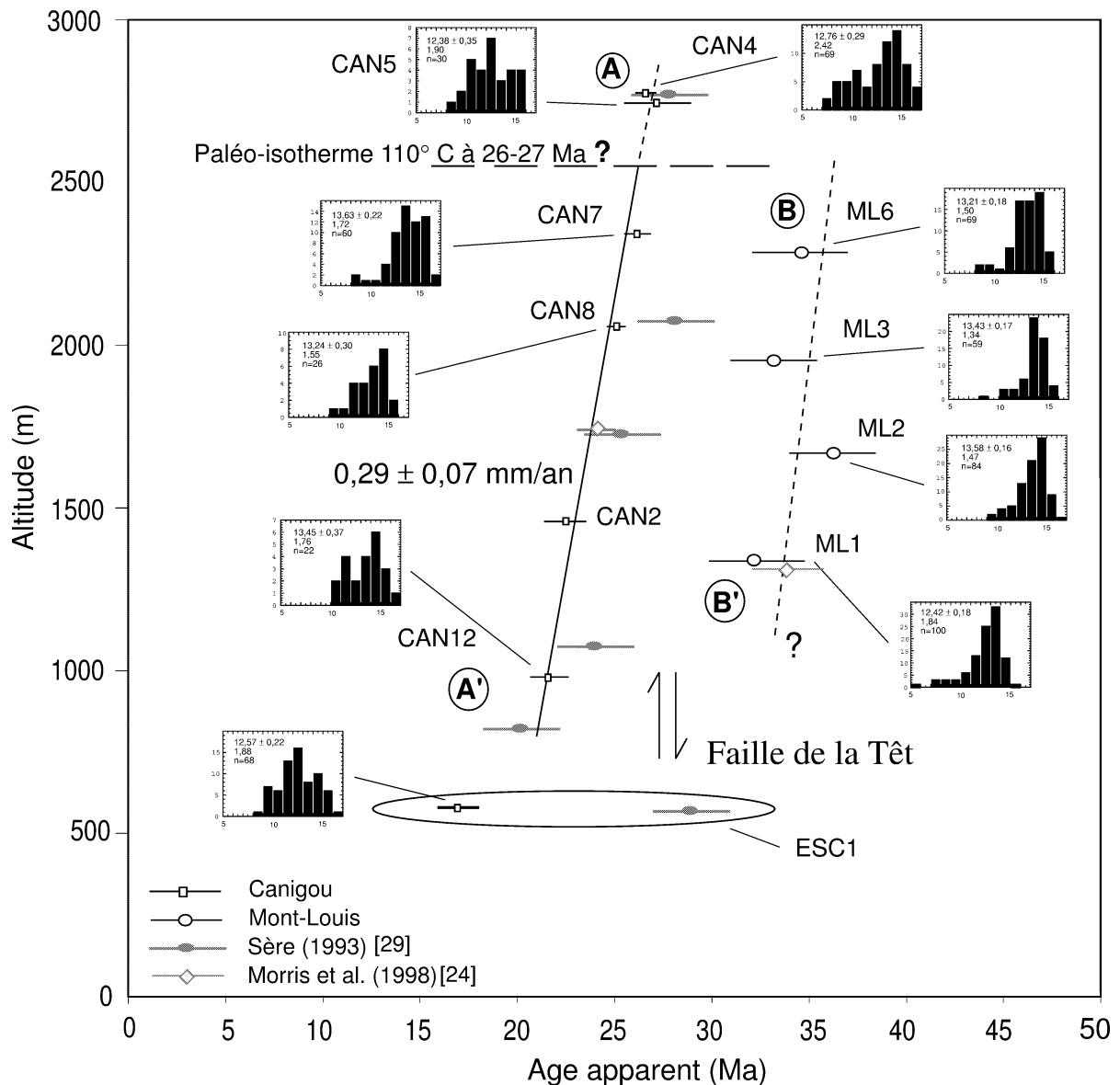


Figure 3. Âges centraux traces de fission reportés en fonction de l’altitude des échantillons. Les histogrammes de longueurs de traces confinées sont présentés avec les longueurs moyennes calculées et la déviation standard associée ; n correspond aux nombres de traces mesurés. Voir texte pour la discussion des données.

Figure 3. Fission track central ages vs sample altitudes. The confined track length distributions are presented with mean lengths, standard deviation; n is the number of measured tracks. See text for data discussion.

mène de dénudation par l’érosion et nécessite l’addition d’une composante tectonique.

Les modélisations (Fig. 4) effectuées avec le logiciel Monte Trax [10] semblent confirmer l’histoire thermique déduite des corrélations âge–altitude. Ainsi, les échantillons situés sous 2500–2600 m d’altitude (CAN7 et 12) pénètrent dans la ZCP à partir de l’Oligocène moyen, lors d’un refroidissement rapide. Par opposition, l’échantillon situé au sommet (CAN4) semble avoir pénétré dans la ZCP plus tôt (35–40 Ma), lors d’une lente exhumation, avant d’être refroidi rapidement à partir de l’Oligocène moyen. Une vitesse

moyenne de refroidissement de l’ordre de $4^{\circ}\text{C Ma}^{-1}$ peut être estimée entre 25 Ma et l’Actuel. Si on suppose un gradient de $25\text{--}30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ proche de celui mesuré actuellement [35], cela correspond à un taux d’exhumation moyen de $0,1\text{--}0,15\text{ mm an}^{-1}$, inférieur de moitié à celui déterminé de 26–27 à 21 Ma par la corrélation altitudinale.

3.2. Granite de Mont-Louis (toit de la faille de la Têt)

Quatre échantillons du granite de Mont-Louis, prélevés entre 1400 et 2350 m d’altitude donnent des

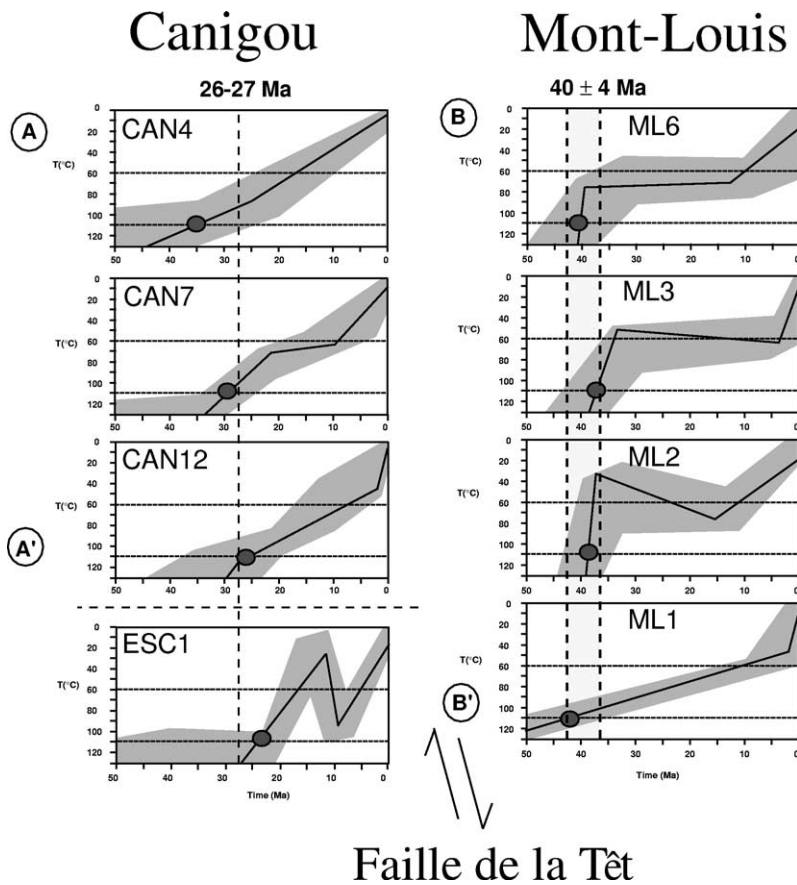


Figure 4. Modélisation thermique obtenue à l'aide du logiciel Monte Trax [10].

Figure 4. Thermal modelling using Monte Trax software [10].

âges centraux compris entre $32,3 \pm 2,4$ et $36,4 \pm 2$ Ma, peu différents de celui de $33,3 \pm 2,3$ Ma, établi sur un échantillon du granite de Quérigut [24] (Fig. 3). Ces âges sont supérieurs de 8 à 12 Ma à ceux obtenus, à altitude égale, sur le massif du Canigou. Cette différence d'âge de part et d'autre de la faille de la Têt atteste son fonctionnement de façon soustractive postérieurement à 32 Ma, correspondant à la composante tectonique évoquée pour expliquer le taux d'exhumation du massif du Canigou durant l'Oligocène supérieur.

La faible variabilité des âges dans ce bloc, malgré des différences d'altitude, pourrait traduire une exhumation très rapide, de l'ordre du km Ma^{-1} . Toutefois, la longueur moyenne des traces confinées entre $12,42 \pm 0,18$ et $13,58 \pm 0,16 \mu\text{m}$ n'est pas en faveur d'un tel taux, qui devrait conduire à des valeurs supérieures à $14 \mu\text{m}$. L'absence de différence d'âge pourrait s'expliquer par (i) un important effet de la paléotopographie sur ce profil d'échantillonnage, qui n'est pas véritablement vertical [30], (ii) un basculement tardif vers le sud-est, lors du fonctionnement de la faille de la Têt depuis l'Oligocène supérieur, pouvant expliquer la baisse d'altitude de la surface S_0 entre le Madrés, au nord, et la Clavéra, plus au sud [4].

Les modélisations rendent mieux compte de l'évolution thermique de ce bloc (Fig. 4). Elles sont dif-

férentes de celles obtenues sur les différents échantillons du Canigou. Le passage de l'isotherme 110°C se fait vers 40 ± 4 Ma, lié à une vitesse de refroidissement relativement faible de l'ordre de $1\text{--}1,5^\circ\text{C Ma}^{-1}$. Si l'on adopte un gradient géothermique identique au précédent [35], le taux d'exhumation résultant est de l'ordre de $0,04$ à $0,06 \text{ mm an}^{-1}$.

Le granite de Mont-Louis enregistre donc une histoire d'exhumation plus ancienne que celle du Canigou, liée vraisemblablement à l'activité éocène des chevauchements pyrénéens. Toutefois, cette exhumation semble beaucoup plus lente que celle observée dans les Pyrénées centrales [8]. Ceci pourrait résulter des effets de la tectonique extensive oligo-miocène, qui effondre le bloc de Mont-Louis et conduit à une diminution importante des taux d'exhumation moyens calculés de 40 Ma à l'Actuel.

3.3. Formation d'Escaro

L'âge de $17,7 \pm 1,2$ Ma d'un galet de gneiss de la formation d'Escaro est sub-contemporain ou supérieur à celui de la brèche conglomératique (Burdigalienne [4, 16] ou Pliocène basal [5]) et inférieur à ceux obtenus sur la coupe verticale du Canigou (Fig. 3). Cet âge est très différent de celui obtenu par Sère [29] à $28 \pm 2,5$ Ma, sur un galet de la même for-

mation prélevé à une centaine de mètres plus au nord de ESC1. La longueur moyenne des traces confinées de l'échantillon ESC1 ainsi que leur histogramme de distribution pourraient indiquer un effacement partiel des traces et donc un âge intermédiaire sans signification géologique. La modélisation permet d'appréhender l'histoire de cet échantillon (Fig. 4). Il serait remonté au-dessus de l'isotherme 110 °C, à l'Oligocène supérieur, en adéquation avec les échantillons du Canigou. Un épisode de réchauffement au Miocène supérieur, pouvant correspondre à un rejeu de la faille de la Têt, conduirait à la cicatrisation partielle des traces, donc à la diminution des âges. Les conditions associées à ce fonctionnement, notamment des circulations fluides localisées, dont les sources thermales jalonnant la faille seraient une manifestation actuelle, pourraient permettre cette cicatrisation partielle des traces dans les échantillons de la zone de faille [29] et ceux du bassin superposé à la faille.

4. Discussion et conclusion

L'âge du début de l'exhumation du massif du Canigou à 26–27 Ma, déduit des données traces de fission présentées ici, est significativement plus ancien que l'âge classiquement admis Miocène, ou plus récent [4, 16], sur la base du remplissage sédimentaire du bassin du Conflent [2]. Les âges obtenus sur le granite de Mont-Louis sont systématiquement plus anciens et traduisent l'exhumation, en réponse aux chevauchements pyrénéens éocènes. Cette différence confirme la position structurale respective des massifs de Mont-Louis et du Canigou, au toit et au mur de la faille de la Têt, ainsi que le rôle joué par celle-ci dans l'exhumation du Canigou. Ces âges d'exhumation oligocènes sont en accord avec l'âge des premiers sédiments synrift de la marge passive du golfe du Lion [27]. Cependant, on constate un délai de 4 à 5 Ma entre l'exhumation à 26–27 Ma et la préservation des premiers sédiments dans le bassin du Conflent [4]. Une explication possible serait que les bassins intra-montagneux réceptionnant les sédiments issus de l'érosion des reliefs d'âge Pyrénéen aient été immédiatement déman-

telés [28]. L'enregistrement sédimentaire commencerait seulement à partir du moment où la dénudation tectonique du paléorelief est suffisante, donc dès le Miocène inférieur.

Des âges traces de fission comparables, interprétés comme résultant des effets de l'activité des failles extensives lors du *rifting*, sont connus sur le pourtour de la Méditerranée occidentale [19, 23]. Le processus de dénudation relativement simple, indiqué par la bonne corrélation âge–altitude et déjà souligné sur les flancs de rift [12, 31], pourrait être lié en grande partie au jeu plus ou moins profond de grandes failles [3].

Le relief actuel du Canigou n'apparaît pas compatible avec le taux d'exhumation de $0,29 \pm 0,07 \text{ mm an}^{-1}$ mesuré de 26–27 à 21 Ma; en effet, si cette vitesse avait perduré de 27 Ma à l'Actuel, la paléo-ZCP se situerait plus de 2 km au-dessus du sommet du Canigou, donc serait entièrement érodée. Ceci est également corroboré par les modèles indiquant un taux moyen, de 25 Ma à l'Actuel, de moitié inférieur à celui déterminé de 26–27 à 21 Ma. Postérieurement à l'Aquitainien moyen, il semble donc y avoir un ralentissement de la dénudation, associé à un fonctionnement moins rapide, voire nul, de la faille, avec des périodes de vitesse inférieure à $0,15 \text{ mm an}^{-1}$. Vergés [33] suggère, du Miocène moyen à l'Actuel, un taux inférieur à $0,1 \text{ mm an}^{-1}$, en se basant sur la vitesse d'incision des rivières. On peut penser que l'activité tectonique sur la faille de la Têt s'estompe, voire s'arrête complètement, en relation avec la fin de la formation du bassin océanique et l'arrêt de la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde à la fin du Burdigalien [32].

Ainsi, comme Philip et al. [25], nous pensons que les escarpements à facettes observables sur le versant nord du Canigou résultent de l'activité oligomiocène de la faille et ont été remis à l'affleurement par une deuxième période d'exhumation, plus récente. Celle-ci serait contemporaine de la dessiccation messinienne (Miocène terminal à Pliocène basal), au cours de laquelle la faille de la Têt serait réactivée [4, 5, 16, 22], et atteste donc l'exhumation en deux périodes du bloc oriental du Canigou portant le profil A–A' (Figs. 1 et 2).

Remerciements. Les auteurs remercient A. Autran et P. Matte pour leurs commentaires constructifs, ainsi que D. Seward, M. Séranne et M. Jolivet pour les nombreuses discussions préalables. Cette étude a été en partie financée par le GdR Marges (atelier Golfe-du-Lion) et le programme de la Carte géologique de la France (BRGM, Orléans).

Références

[1] F. Arthaud, S. Pistre, Les fractures et les paléocontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiale des Pyrénées : un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle, *Geodin. Acta* 6 (1993) 187–201.

[2] S. Baudelot, F. Crouzel, La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées orientales), *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse* 110 (1974) 311–326.

[3] C. Brunet, P. Monié, L. Jolivet, J.-P. Cadet, Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany, *Tectonophysics* 321 (2000) 127–155.

- [4] M. Calvet, Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées orientales, thèse, université Paris-1 et documents du BRGM, n°255, 1996, 1170 p.
- [5] G. Clauzon, S. Fauquette, J.-P. Suc, Quantification des paléotempératures néogènes des reliefs des Pyrénées orientales, in: Colloque du GdR Marges, 2002, pp. 40–41.
- [6] J.-P. Faillat, J.-P. Aguilar, M. Calvet, J. Michaux, Les fissures à remplissage fossilifère néogène du plateau de Baixas (Pyrénées orientales, France), témoins de la distension oligo-miocène, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 311 (1990) 205–212.
- [7] P.G. Fitzgerald, R.B. Sorkhabi, T.F. Redfield, E. Stump, Uplift and denudation of the central Alaska Range: a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters, J. Geophys. Res. 100 (1995) 20175–20191.
- [8] P.G. Fitzgerald, J.A. Munoz, P.J. Coney, S.L. Baldwin, Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, Earth Planet. Sci. Lett. 173 (1999) 157–170.
- [9] R.F. Galbraith, On statistical models for fission track counts, J. Int. Assoc. Math. Geol. 13 (1981) 471–488.
- [10] K. Gallagher, Evolving temperature histories from apatite fission-track data, Earth Planet. Sci. Lett. 136 (1995) 421–435.
- [11] A.J.W. Gleadow, Fission track thermochronology – Reconstructing the thermal and tectonic evolution of the crust, in: Proc. Pacific Rim Congress, Gold Coast, Queensland, Australasia, Vol. III, Inst. Min. Metal, 1990, pp. 15–21.
- [12] A.J.W. Gleadow, P.G. Fitzgerald, Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: New evidence from fission-track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, Southern Victoria Land, Earth Planet. Sci. Lett. 82 (1987) 1–14.
- [13] P.F. Green, I.R. Duddy, A.J.W. Gleadow, P.T. Tingate, G.M. Laslett, Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1. A qualitative description, Isot. Geosci. 59 (1986) 237–253.
- [14] P.F. Green, I.R. Duddy, G.M. Laslett, K.A. Hegarty, A.J.W. Gleadow, J.F. Lovering, Thermal annealing of fission tracks in apatite. 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescale, Chem. Geol. 79 (1989) 155–182.
- [15] J. Guimerà, P. Anadón, L.L. Cabrera, E. Roca, La distensió neògena del marge mediterrani, in: Història Natural dels Països Catalans, Geologia (II), Fundació Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 1992, pp. 281–359.
- [16] G. Guitard, B. Laumonier, A. Autran, Y. Bandet, G.M. Berger, Notice explicative, Carte géologique (1:50000), feuille Prades (1095), BRGM, Orléans, 1998, 198 p.
- [17] A.J. Hurford, Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS, Chem. Geol. 80 (1990) 171–178.
- [18] A.J. Hurford, P.F. Green, The zeta calibration of fission track dating, Chem. Geol. 1 (1983) 285–317.
- [19] B. Jakni, G. Poupeau, M. Sosson, P. Rossi, J. Ferrandini, P. Guennoc, Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 331 (2000) 775–782.
- [20] L. Jolivet, D. Frizon de Lamotte, A. Mascle, M. Séranne, The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen – an introduction, in: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Séranne (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 156 (1999) 1–14.
- [21] N.S. Mancktelow, B. Grasemann, Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion, Tectonophysics 270 (1997) 167–195.
- [22] A. Mauffret, B. Durand de Goussouvre, A.T. Dos Reis, C. Gorini, A. Nercessian, Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (western Mediterranean), J. Struct. Geol. 23 (2001) 1701–1726.
- [23] A.C. Morillon, Étude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le massif des Maures (France) et les cordillères Bétiques (Espagne), thèse, université de Nice, 1997, 368 p.
- [24] R.G. Morris, H.D. Sinclair, A.J. Yelland, Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge, Basin Res. 10 (1998) 69–85.
- [25] H. Philip, J.-C. Bousquet, J. Escuer, J. Fleta, X. Goula, B. Grelet, Présence de failles inverses d'âge Quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II (1992) 1239–1245.
- [26] J.-P. Réhault, G. Boillot, A. Mauffret, The western Mediterranean Basin, geological evolution, Mar. Geol. 55 (1984) 447–477.
- [27] M. Séranne, The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, in: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Séranne (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 156 (1999) 15–36.
- [28] M. Séranne, A. Benedicto, P. Labaume, K. Truffert, G. Pascal, Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean Orogeny, Mar. Petrol. Geol. 12 (1995) 809–820.
- [29] V. Sère, Analyse cinématique et évolution thermotectonique des mylonites de la faille de la Têt (Canigou, Pyrénées orientales), DEA, université Montpellier-2, 1993, 75 p.
- [30] K. Stüwe, L. White, R. Brown, The influence of eroding topography on steady-state isotherms: application to fission track analysis, Earth Planet. Sci. Lett. 124 (1994) 63–74.
- [31] P. Van der Beek, S. Cloetingh, P. Andriessen, Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: constraints from tectonic modelling and fission-track thermochronology, Earth Planet. Sci. Lett. 121 (1995) 417–433.
- [32] R. Van der Voo, Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus Oceans, Cambridge University Press, New York, 1993, 411 p.
- [33] J. Vergés, Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D, thèse, université de Barcelone, Espagne, 1993, 203 p.
- [34] J. Vergés, H. Millàn, E. Roca, J.A. Munoz, M. Marzo, J. Cirés, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer, S. Cloetingh, Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections, Mar. Petrol. Geol. 12 (1995) 893–915.
- [35] H. Zeyen, M. Fernandez, Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect, J. Geophys. Res. 99 (1994) 18089–18102.

ANNEXE II

Maurel O., Monié P., Respaut J.P., Leyreloup A.F., Maluski H., 2003. Pre-metamorphic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France). *Chemical Geology*, Vol. 193, pp. 195-214.

Pre-metamorphic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U–Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France)

O. Maurel*, P. Monié, J.P. Respaut, A.F. Leyreloup, H. Maluski

*UMR CNRS 5573 Géophysique, Tectonique et Sédimentologie CC 058, Université Montpellier 2,
Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cédex 05, France*

Received 11 February 2002; accepted 7 October 2002

Abstract

In most orogenic belts, the age of HP metamorphism and subsequent exhumation events still remain open to debate since geochronology can yield results which appear to conflict with the closure temperature concept [Dodson, M.H., 1973. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 259–274], and because the behaviour of daughter radiogenic isotopes under HP to UHP conditions is poorly constrained. To obtain new data on isotope migration under high-pressure conditions, two undeformed HP metagranites with partially preserved magmatic assemblages from the French Variscan belt were investigated using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe and U–Pb ion probe methods. In both cases, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite and U–Pb zircon ages are consistent and could be related to the emplacement of pre-orogenic granites, despite petrological evidence of a strong metamorphic overprint during the Variscan orogeny. Temperatures experienced by the granites during subduction and exhumation events were more than 400 °C above that normally estimated for argon retention in biotite, but failed to cause significant resetting of the mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronometer. Only a weak intragrain redistribution of argon is evidenced with the laser probe up to the contact with metamorphic garnet fringing biotite. By contrast, a complete resetting of biotite ages occurs in gneisses enclosing the metagranites. These results suggest that, in these dry undeformed HP metagranites, the thermally activated diffusion was relatively ineffective and that recrystallisation is the main process which controlled isotopic exchanges of Ar and Pb. It is likely that the absence of pervasive deformation and fluid circulation has also exercised some control on the preservation of pre-metamorphic isotopic signature in the studied rocks. The possible influence of several other parameters is also discussed. This example reveals that recovering thermochronological information in high-pressure metamorphic rocks is not straightforward and that great caution must be paid in the use of ages for the reconstruction of P – T – t paths.

© 2003 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe; U–Pb ion probe; High-pressure rocks; Isotope behaviour; Age preservation; Recrystallisation

1. Introduction

High-pressure rocks of continental or oceanic origin are known to represent crucial markers for deciphering the early tectonic and metamorphic development of orogenic belts. Therefore, isotopic dating of these rocks is fundamental in constraining the timing

* Corresponding author. Tel.: +33-4-67-14-33-96; fax: +33-4-67-54-73-62.

E-mail address: maurel@dstu.univ-montp2.fr (O. Maurel).

of subduction events and the different stages of rock exhumation. Isotopic chronometers used to date tectonic events actually record the time of isotopic closure at specific temperature T_c (Dodson, 1973), and the thermochronological data obtained with the various techniques are used to evaluate the cooling history of the HP rocks during their ascent to the surface. The geochronological and petrological information can be subsequently combined to reconstruct P – T – t paths and to evaluate exhumation rates of these HP rocks. In recent years, numerous studies in HP belts worldwide have used geochronology and petrology to recover P – T – t paths and to constrain mechanisms of exhumation. Despite some successful studies, many uncertainties still persist with the reconstruction of P – T – t paths in HP rocks, including: (1) uncertainty in the determination of peak pressure and peak temperature conditions and the reliability of P – T trajectories (for example, in most cases, equilibrium pressures are extremely imprecise); (2) uncertainty in the mechanism of exhumation (fast or slow, continuous or discontinuous exhumation); (3) uncertainty in the timing of peak metamorphism and subsequent exhumation resulting from poorly constrained behaviour of isotopes and the validity of the T_c concept in HP to UHP rock. As a consequence, whatever the method employed to date these HP and UHP rocks, the meaning of ages and their assignment to a precise stage of metamorphic evolution can remain ambiguous. Because the T_c concept takes in account as assumption that isotopic diffusion is largely controlled by temperature, it is concluded that such ages reflect the closure of the different isotopic systems at specific temperatures T_c which can vary broadly between 1000 and 80 °C, depending on the diffusion characteristics of each system. However, numerous studies are showing that other intrinsic or extrinsic factors like pressure, deformation, fluids, recrystallisation or chemical composition can have a great influence on the reopening of the isotopic system after its closure. Moreover, in order that closure temperature concept be valid, Dodson (1973) formulated the hypothesis that a zero argon partial pressure prevails at the boundary of the dated minerals as they start to retain argon, thus implying a free migration of argon isotopes in the rocks which can be facilitated by the presence of shear zones, fluid channels, structural defects and rock porosity. However, several lines of evidence suggest

that isotopes cannot migrate over large distances under HP to UHP conditions. Recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in the Alps and China has demonstrated that minerals formed at high pressure can trap a substantial amount of extraneous argon, resulting in ages which are older than those given by methods with higher closure temperatures (Li et al., 1994; Ruffet et al., 1997). The incorporation in a new formed mineral of this extraneous (excess and/or inherited) argon component is considered as the consequence of a limited mobility of argon (Scaillet, 1998) and related fluids under HP conditions (Philippot and Rumble, 2000), which is also supported by stable oxygen and hydrogen isotope data (Rumble and Yui, 1998). In most cases, the origin of this excess appears to be a local inherited argon component issued from the degassing of the subducted protolith and trapped in the HP metamorphic minerals owing to the short distances over which isotopic exchanges occurred during metamorphism (Arnaud and Kelley, 1995; Scaillet, 1998; Giorgis et al., 2000). The lack of complete argon resetting in pre-eclogitic minerals, and the preservation of inherited argon pre-metamorphic signature at relatively high temperature, are additional evidences of the relative immobility of argon at high-pressure (Monié, 1990).

In this paper, we present new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U–Pb ages from two examples of HP metagranitoids in the Hercynian belt in France which attest to near closed system behaviour of magmatic minerals during subsequent eclogitisation. The consequences of these results to the interpretation of isotopic data and on the reconstruction of P – T – t paths in HP rocks are discussed.

2. Geological outline and sample description

Allochthonous terranes from the southern suture of the Hercynian orogen in Western Europe contain many relics of HP (coesite-lacking) to UHP (coesite-bearing) rocks (e.g. Southern Brittany, Godard, 1988; Ballèvre et al., 1993; Maures–Sardinia, Buscail, 2000; Massif Central, Lasnier, 1977; Western Alps, Paquette et al., 1989; Western Iberian Massif, Gil Ibarguchi et al., 1990) related to deep continental or oceanic lithospheric subduction (Matte, 1998). In general, HP to UHP assemblages are mainly preserved in eclogitised basic rock septas such as in the Lyon-

nais series where coesite has been described (Lardeaux, 1998). However, evidence of HP to UHP metamorphism has also been documented in granitic rocks in different areas of the Hercynian belt (e.g. Barral granite in the Maures, Buscail, 2000; Malpica Tuy allochthon in Western Iberia, Gil Ibarguchi, 1995) within bodies of variable size, from 1 m to several kilometers, embedded in an amphibolitic gneissic matrix that developed during exhumation and coeval retrogression. In these bodies, the HP minerals commonly form coronitic rims around texturally preserved magmatic minerals, the most frequent reaction corresponding to the growth of HP garnet around magmatic biotite. Therefore, such rocks with coexisting old magmatic and new metamorphic minerals constitute good candidates for the study of the migration of chemical elements and isotopes under HP conditions. The presence of metamorphic garnet indicates that they have endured temperatures high enough to theoretically induce argon loss from the magmatic biotite.

Two metagranites from the French branch of the Hercynian orogen were chosen to investigate the behaviour of argon isotopes in pre-metamorphic biotites: the eclogitised Picheraiis granite (Lasnier et al., 1973) from the Champtoceaux Complex in the Armorican Massif and the Pomayrols metagranodiorite (Burg and Leyreloup, 1989) from the Rouergue Vibal klippe in the South Massif Central. In both cases, argon age data are compared with available and new U–Pb zircon ages.

The Champtoceaux Complex (Fig. 1a) consists of several stacked units between the South Armorican Shear Zone and the North-sur-Erdre Fault. These units have different lithologies and metamorphic histories (Marchand, 1981; Ballèvre et al., 1993). The lower unit, usually named the Cellier Unit, was thrust over the low-grade micaschists of Mauves, and mainly composed of leptynites and micaschists. It contains eclogite lenses with amphibolitised margins, and some boudins of undeformed, metric scale HP metagranites shielded from ductile shearing during the main Her-

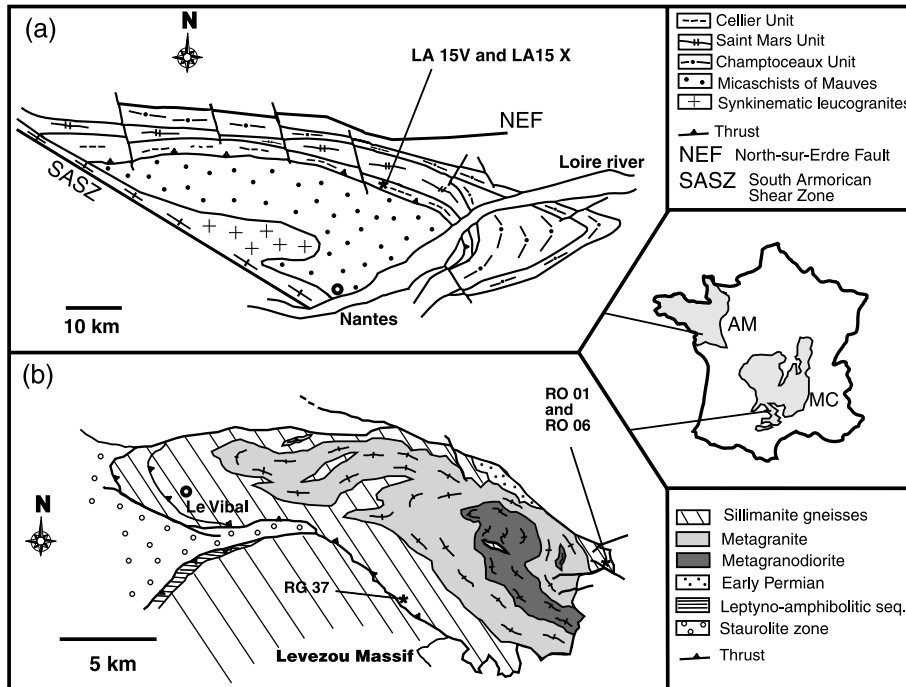


Fig. 1. Simplified geological maps and location of the dated samples. (a) Champtoceaux Complex after Marchand (1981). (b) Vibal klippe (after Burg and Leyreloup, unpublished data). AM: Armorican Massif, MC: Massif Central.

cynian tectonic activity (Lasnier et al., 1973). The porphyritic La Picherais granite (sample LA 15V) is an example of such boudins embedded in an orthogneissic leptynitic mylonitized matrix (sample LA 15X, collected less than 1 m from the metagranite boundary) formed at the time of nappe emplacement. Its magmatic paragenesis consists of quartz, plagioclase, potassic feldspar, biotite, rutile, zircon, apatite, allanite and tourmaline. A U–Pb zircon age of 423 ± 10 Ma has been obtained on this granite (Vidal et al., 1980). High-grade metamorphism caused the growth of garnet rims around magmatic biotite which is in contact with pseudomorphs after primary plagioclase now consisting of albite, white mica (phengite) and zoisite. The garnet forming reaction was first attributed to the imprint of a granulitic metamorphism by Girardeau (1977). In contrast, studying a kyanite-omphacite quartzite from the same structural unit, Ballèvre et al. (1987) concluded that P – T conditions up to 18–20 kbar and 650–750 °C have prevailed within this unit during an earlier eclogitic event. Recently, an age close to 362 ± 25 Ma has been proposed for this eclogitic metamorphism on the basis of a WR + Gt + Cpx Sm–Nd mineral isochron (Bosse et al., 2000). Retrogression towards amphibolitic conditions coeval with the exhumation and the nappe emplacement is dated to 352–340 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on several phengites from the Cellier Unit (Bosse et al., 2000).

In the Eastern Rouergue area, the Vibal klippe (Fig. 1b) is a synform of sillimanite paragneisses and anatexitic alkali and calc-alkali orthogneisses containing eclogitic relics, which tectonically overlies micaschists of the staurolite zone (Burg et al., 1989). Two main metamorphic phases are recognized in the Vibal klippe and more generally in the Rouergue allochthonous terranes (Burg et al., 1989). The first is an HP event indicated by the presence of eclogite lenses and HP-trondhjemitites dated at 415 ± 6 Ma (U–Pb on zircon) in the neighbouring Marvejols Complex (Pin and Lancelot, 1982) and at 408 ± 7 Ma (Sm–Nd on WR–Gt pair) further north close to Decazeville (Paquette et al., 1995). The second is a lower pressure overprint during exhumation which is coeval with a strong retrogression of primary eclogites and granulites in the amphibolite facies dated at 340–350 Ma by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method (Costa, 1990).

A weakly deformed metagranodiorite (sample RO 01) was discovered in the eastern part of the klippe (Burg and Leyreloup, 1989). It forms a metric scale boudin isolated in mylonitic sillimanite-gneisses (sample RO 06 similar to sample RG 37, Costa, 1990, at the bottom of the Vibal nappe). It exhibits a well-preserved pre-metamorphic magmatic assemblage made of quartz, plagioclase, potassic feldspar, biotite, green amphibole, apatite and zircon, overprinted by HP granulite coronitic reactions. Two main metamorphic reactions occurred within this sample: (1) the growth of a garnet-bearing coronitic rim around magmatic biotite in contact with primary plagioclase and (2) the growth of clinopyroxene (augite–salite) at the expense of magmatic hornblende. These reactions and thermobarometric calculations suggest peak conditions of 750–850 °C and 10–12 kbar, i.e. high-pressure granulitic conditions (Burg and Leyreloup, 1989).

In both metagranitic rocks from Champtoceaux and Rouergue, the magmatic and early high-pressure (eclogitic in LA 15V sample and HP granulitic in RO 01 sample) metamorphic textures and mineralogies are well preserved. The amphibolitic retrogression is mainly evidenced by the growth of small secondary biotites in both granitic cores and of secondary amphiboles in the Pomayrols metagranodiorite. Electron microprobe analyses of magmatic biotites from both granitic cores indicate the absence of chemical zoning. All analyses fall in the biotite field with $X_{\text{Mg}} = 3.2$ – 3.6 for sample LA 15V and 4.6–5.3 for sample RO 01.

3. Analytical procedures

3.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method

During this study, different techniques of argon extraction were used. Step-heating was performed on mica bulk separates and single grains using respectively a high-frequency furnace heating technique and a continuous argon laser probe. In addition, in situ laser probe analyses have been conducted on polished thin rock sections, 10×10 mm and 1 mm thick. The analytical procedure for step-heating of mineral bulk separates is given in Costa (1990). For the single grain laser-probe analyses, micas were separated under the

Table 1
 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results

	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 1000$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\%^{39}\text{Ar}$	AGE \pm 1sd
LA 15V biotite	$J=0.018088$					
Step no.						
1	11.271	0.692	0.0705	23.537	2	334.8 \pm 6.8
2	13.105	0.221	0.0713	23.24	8.3	383.8 \pm 3.4
3	13.615	0.152	0.0701	23.348	15.9	397.2 \pm 2.6
4	13.648	0.098	0.071	23.509	23	398.1 \pm 4.5
5	13.775	0.122	0.0699	22.962	29.9	401.4 \pm 2.9
6	13.737	0.101	0.0706	22.592	37.1	400.4 \pm 5.4
7	14.054	0.068	0.0697	22.48	44.2	408.7 \pm 3.5
8	13.932	0.085	0.0699	22.301	51.4	405.5 \pm 2.7
9	14.114	0.052	0.0697	21.768	59.2	410.2 \pm 2.4
10	14.181	0.04	0.0696	21.128	65.8	411.9 \pm 2.5
11	14.26	0.043	0.0692	21.456	71	414.0 \pm 2.4
12	13.689	0.116	0.0705	20.47	75.1	399.1 \pm 2.8
13	13.902	0.07	0.0704	19.932	82.9	404.7 \pm 2.6
14	13.709	0.043	0.0719	18.697	84	399.7 \pm 11.5
15	13.794	0.041	0.0716	17.824	96.5	401.9 \pm 2.1
16	12.835	0.255	0.0719	17.802	97.8	376.6 \pm 14.1
17	13.481	0.152	0.0708	19.305	100	393.7 \pm 6.6
						Total age = 400.8 \pm 9.3
LA 15V biotite (bulk separate)	$J=0.020867$					
T ($^{\circ}\text{C}$)						
600	11.859	0.009	0.084	23.333	10.4	398.9 \pm 3.4
650	11.779	0.061	0.0833	23.676	37.7	396.5 \pm 1.8
700	11.953	0.023	0.083	23.903	61.8	401.7 \pm 1.7
750	12.102	–	0.0827	24.508	77.5	406.2 \pm 2.2
800	12.013	–	0.0832	23.364	84.2	403.6 \pm 4.9
850	11.885	–	0.0841	20.459	90.6	399.7 \pm 5.4
900	11.6	–	0.0862	17.848	94.8	391.1 \pm 8.2
950	11.809	–	0.0847	21.926	97.6	397.4 \pm 11.5
995	11.805	–	0.0847	22.733	99.9	397.3 \pm 13.9
						Total age = 400 \pm 10.2
LA 15V biotite	$J=0.018088$					
Spot no.						
1	14.351	0.102	0.0675	23.617	–	416.3 \pm 8.3
2	13.977	0.135	0.0686	25.015	–	406.6 \pm 3.8
3	13.494	0.105	0.0718	21.018	–	394.0 \pm 8.0
4	12.706	0.359	0.0703	26.073	–	373.2 \pm 6.1
5	12.32	0.208	0.0761	17.496	–	363.0 \pm 8.3
6	13.701	0.21	0.0683	23.975	–	399.4 \pm 8.4
7	14.382	0.033	0.0688	24.225	–	417.2 \pm 12.9
8	12.866	0.21	0.0727	19.643	–	377.5 \pm 4.3
9	13.471	0.215	0.0695	25.927	–	393.4 \pm 3.1
10	13.686	0.141	0.07	21.77	–	399.1 \pm 6.0
11	14.279	0.061	0.0687	21.622	–	414.5 \pm 3.3
12	13.79	0.126	0.0697	23.654	–	401.8 \pm 5.5
						Total age = 393 \pm 9.3

(continued on next page)

Table 1 (continued)

	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 1000$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\%^{39}\text{Ar}$	AGE \pm 1sd
LA 15X biotite	$J=0.018088$					
Step no.						
1	8.068	1.143	0.082	17.181	0.9	245.8 \pm 7.3
2	10.745	0.34	0.0836	10.295	4	320.4 \pm 3.0
3	11.71	0.147	0.0815	10.311	10.9	346.6 \pm 2.4
4	12.049	0.075	0.0811	9.993	18	355.7 \pm 2.2
5	11.966	0.046	0.0824	9.665	62.3	353.5 \pm 1.7
6	11.975	0.092	0.081	9.4	72.8	353.7 \pm 1.5
7	12.103	0.019	0.082	9.322	77.5	357.1 \pm 4.5
8	11.978	0.114	0.0806	9.564	81.8	353.8 \pm 4.3
9	12.004	0.063	0.0817	9.261	87.4	354.5 \pm 2.9
10	11.944	0.139	0.0802	8.83	91.3	352.9 \pm 2.9
11	11.994	0.11	0.0806	8.04	94.5	354.2 \pm 5.7
12	12.06	0.06	0.0814	8.122	97.1	356.0 \pm 6.8
13	11.782	0.063	0.0832	7.458	98.7	348.5 \pm 9.7
14	12.174	0.005	0.082	8.476	99.9	359.0 \pm 4.6
						Total age = 351.4 \pm 8.3
RO 01 biotite	$J=0.017988$					
Step no.						
1	17.472	0.479	0.0491	8.977	7.1	493.1 \pm 2.5
2	19.063	0.094	0.0509	8.682	19.2	531.9 \pm 2.3
3	19.059	0.031	0.0519	8.889	39.4	531.8 \pm 2.1
4	19.272	0.039	0.0512	8.587	46.1	537.0 \pm 2.8
5	19.228	0.028	0.0515	8.782	54.1	535.9 \pm 1.8
6	18.974	0.035	0.0521	8.467	61.9	529.8 \pm 2.1
7	19.215	0.001	0.052	8.723	70.4	535.6 \pm 3.1
8	19.146	0.009	0.052	8.022	73.9	533.9 \pm 3.0
9	19.035	0.004	0.0524	7.859	77.8	531.2 \pm 4.0
10	19.28	0.006	0.0517	7.945	81.6	537.1 \pm 3.3
11	19.341	0.01	0.0515	8.515	83.4	538.6 \pm 4.9
12	19.062	0.005	0.0523	8.105	97.4	531.9 \pm 2.0
13	19.015	0.025	0.0521	7.982	98.1	530.7 \pm 11.3
14	19.06	0.01	0.0522	7.705	100	531.8 \pm 5.3
						Total age = 530.3 \pm 11.4
RO 06 musc	$J=0.017988$					
Spot no.						
1	11.6	0.011	0.0859	–	–	341.9 \pm 3.7
2	11.689	0.305	0.0778	0.003	–	344.3 \pm 2.9
3	11.964	0.031	0.0828	0.003	–	351.7 \pm 3.5
4	11.761	0.002	0.0849	–	–	346.2 \pm 7.5
5	11.928	0.034	0.0829	–	–	350.7 \pm 7.9
6	11.542	0.049	0.0853	0.007	–	340.3 \pm 5.7
7	11.85	0.052	0.0829	0.001	–	348.6 \pm 4.9
8	12.018	0.005	0.0829	–	–	353.1 \pm 4.2
9	12.212	0.019	0.0814	0.003	–	358.3 \pm 12
10	11.914	0.008	0.0837	0.001	–	350.3 \pm 4.1
11	11.889	0.024	0.0833	–	–	349.7 \pm 8.1
12	11.653	0.024	0.0851	–	–	343.3 \pm 8.1
						Total age = 350 \pm 8.4

Table 1 (continued)

	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 1000$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\%^{39}\text{Ar}$	AGE \pm 1sd
RO 01	$J=0.018136$					
Spot no.						
1	19.408	0.026	0.0511	9.481	–	544.1 \pm 8.2
2	18.786	0.037	0.0526	10.102	–	529.0 \pm 4.8
3	19.331	0.205	0.0485	11.322	–	542.2 \pm 4.6
				Total age = 539 \pm 11.2		
4	16.739	0.068	0.0585	12.208	–	478.3 \pm 5.2
5	18.262	0.007	0.0546	13.018	–	516.1 \pm 3.0
6	17.955	0.019	0.0553	13.03	–	508.6 \pm 4.1
7	18.113	0.002	0.0551	13.404	–	512.5 \pm 3.9
8	16.922	0.125	0.0569	13.424	–	482.9 \pm 4.1
				Total age = 504.3 \pm 10.3		
9	19.392	0.119	0.0497	8.379	–	543.7 \pm 4.0
10	20.363	0.053	0.0482	8.681	–	567.1 \pm 2.5
11	20.057	0.237	0.0463	8.959	–	559.7 \pm 2.7
12	20.125	0.218	0.0464	8.907	–	561.3 \pm 3.2
13	20.234	0.106	0.0478	9.149	–	564.0 \pm 5.5
14	20.007	0.117	0.0482	8.722	–	558.5 \pm 3.8
15	19.203	0.251	0.048	8.996	–	539.1 \pm 3.4
16	19.71	0.185	0.0479	8.749	–	551.4 \pm 4.1
17	19.398	0.187	0.0486	8.465	–	543.8 \pm 10.2
18	19.18	0.162	0.0495	9.489	–	538.6 \pm 5.1
19	19.523	0.055	0.0502	9.504	–	546.9 \pm 2.8
20	20.133	0.087	0.0482	8.688	–	561.5 \pm 6.5
21	20.522	0.064	0.0478	8.924	–	570.9 \pm 4.5
				Total age = 552.9 \pm 11		
22	19.004	0.152	0.0502	8.712	–	534.3 \pm 4.3
23	19.161	0.083	0.0508	9.479	–	538.1 \pm 5.1
24	20.175	0.012	0.0493	10.715	–	562.6 \pm 12.8
25	20.099	0.124	0.0479	9.401	–	560.7 \pm 11
26	19.559	0.113	0.0494	8.981	–	547.7 \pm 8.1
27	18.868	0.11	0.0512	8.772	–	531.0 \pm 6.3
28	18.445	0.169	0.0514	8.541	–	520.6 \pm 4.3
29	18.522	0.066	0.0529	9.199	–	522.5 \pm 2.8
30	20.017	0.005	0.0498	7.815	–	558.8 \pm 5.4
31	17.874	0.073	0.0547	9.621	–	506.6 \pm 3.0
32	18.208	0.112	0.053	9.022	–	514.8 \pm 2.6
33	18.979	0.061	0.0517	8.986	–	533.7 \pm 10.5
34	19.756	0.04	0.05	9.088	–	552.5 \pm 7.3
35	19.409	0.007	0.0514	8.732	–	544.1 \pm 6.6
36	18.754	0.068	0.0522	8.853	–	528.2 \pm 15.3
37	19.101	0.071	0.0512	8.815	–	536.6 \pm 4.7
38	18.939	0.008	0.0526	8.697	–	532.7 \pm 15.8
39	18.698	0.075	0.0522	8.544	–	526.8 \pm 6.1
40	18.586	0.145	0.0514	8.971	–	524.1 \pm 3.5
41	20.232	0.134	0.0473	9.183	–	563.9 \pm 7.4
42	18.832	0.058	0.0521	8.968	–	530.1 \pm 4.1
				Total age = 533.4 \pm 10.7		

(continued on next page)

Table 1 (continued)

	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 1000$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\%^{39}\text{Ar}$	AGE \pm 1sd
				$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		
Grt 1	13.824	0.059	0.071	1.517	–	403.6 \pm 10.8
Grt 2	14.729	0.537	0.0571	1.724	–	427.1 \pm 10.1
Grt 3	15.739	0.28	0.0582	2.355	–	453.0 \pm 9.8

Grt: analyses of garnet.

binocular after coarse rock crushing, then rinsed with methanol and distilled water. All samples were packed in aluminium foil and irradiated for 70 h in the McMaster nuclear reactor (Canada) together with the Caplongue hornblende neutron flux monitor dated at 344.5 ± 3.0 Ma (Maluski, 1985). After irradiation, the single grains and rock sections were placed on a Cu-holder inside a UHV gas extraction system and baked for 48 h at 200 °C. Step-heating and spot fusion experiments were conducted with the laser operating in the continuous or semi-pulsed mode (Monié et al., 1997). The analytical device consists of: (a) a multi-line continuous 6-W argon-ion laser; (b) a beam shutter for selection of exposure times, typically 30 s for individual steps; (c) divergent and convergent lenses for definition of the beam diameter; (d) a small inlet line for the extraction and purification of gases; (e) a MAP 215-50 noble gas mass spectrometer. Each analysis involves 5 min for gas extraction and cleaning and 15 min for data acquisition by peak switching from mass 40 to mass 36. System blanks were evaluated every three analyses and ranged from 3×10^{-12} cm⁻³ for ^{40}Ar to 4×10^{-14} cm⁻³ for ^{36}Ar . Ages and errors were calculated according to McDougall and Harrison (1999). Results are reported in Table 1 and illustrated as age spectra and spot fusion age maps. The quoted errors represent one sigma deviation in laser probe experiments and do not include uncertainty on the monitor age and its $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio. This uncertainty is considered in the calculation of the plateau and total age errors.

3.2. U–Pb method

Zircons from sample RO 01 were extracted using heavy liquid procedure and Frantz magnetic separator. The euhedral, colourless and free of inclusion grains were separated by handpicking. They have a length/width ratio from 2 (short prisms) to 6 (needles) and

their shape is bi-pyramidal. The U–Th–Pb isotope analyses were performed on the ion microprobe Cameca IMS 1270 at CRPG, Nancy (France). The analysed masses were 203.5 (background noise), Pb isotopes, U, UO, Zr₂O, ThO. Each mass is analysed 15 times for one cycle (first block being systematically eliminated). The isotopic ratios were corrected for background noise and common lead (using ^{204}Pb) before age calculations. The Pb/U calibration was made using the Pb/U vs. UO/U correlation line (Compston et al., 1984) measured on the standard 91500 zircon dated at 1062.4 ± 0.4 Ma (Wiedenbeck et al., 1995). The U and Pb contents were calculated using the correlation line between Zr₂O and UO₂ and the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio in the standard (Compston et al., 1984). Errors are given at 1σ.

4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results

4.1. Champtoceaux

4.1.1. Sample LA 15V (Fig. 2)

For this sample, the biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra obtained using bulk separate and single grain display broadly similar profiles characterized by the presence of a hump at intermediate temperature and the absence of plateau ages (Fig. 2a). The most discordant age spectrum is provided by the single grain analysis. With the exception of the first heating-step highly contaminated by adsorbed atmospheric argon, apparent ages increase from 383.8 ± 3.4 to 414.0 ± 2.4 Ma followed by a decrease to 393.7 ± 6.6 Ma at the end of argon degassing. Step-heating of the biotite bulk separate gives a less discordant age spectrum with apparent ages which are slightly younger than the single grain ones. An integrated age of 400.8 ± 9.3 Ma has been calculated from the total amount of argon released. In addition, we carried out 12 laser spot fusions on a

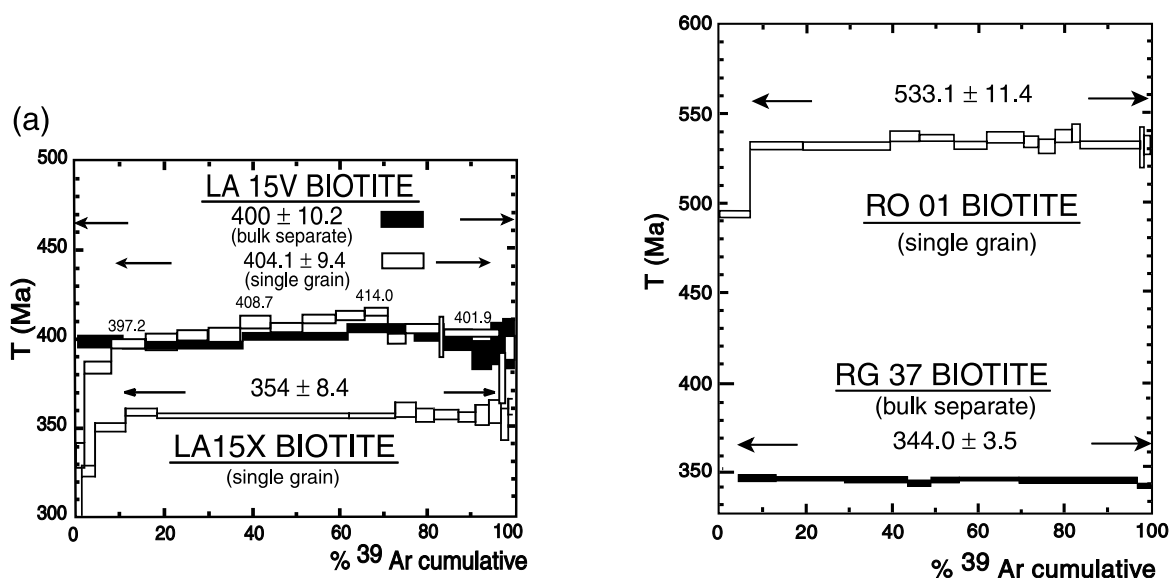
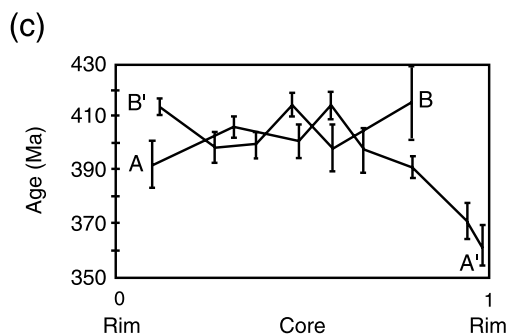
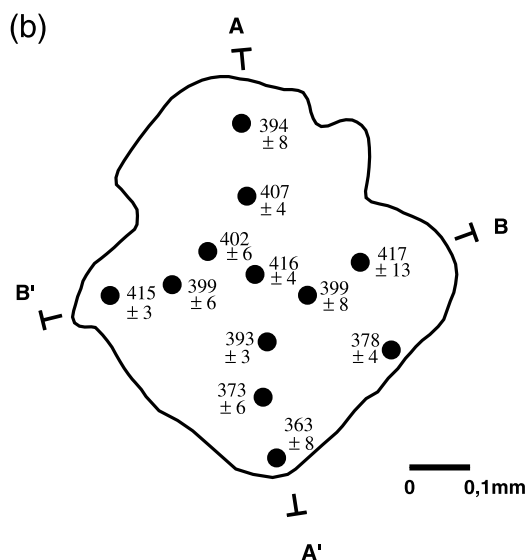


Fig. 3. Age spectra of biotite from RO 01 sample (single grain) and biotites from RG 37 sample (bulk separate) after Costa (1990).



single biotite (Fig. 2b), perpendicularly to its cleavage surface. Ages were mainly obtained along two cross-sections of the grain and range from 363.0 ± 8.3 to 417.2 ± 12.9 Ma (Fig. 2c). Section AA' shows a core-rim distribution of apparent ages between 416.3 ± 8.3 Ma in the core and 363.0 ± 8.3 Ma on the rim. Section BB' displays a less discordant age pattern, with ages ranging from 399.1 ± 6.0 to 417.2 ± 12.9 Ma.

4.1.2. Sample LA 15X (Fig. 2a)

The laser probe step-heating of a single biotite grain gives a plateau age of 354.0 ± 8.4 Ma for 86% of the total ^{39}Ar released. Argon loss is recorded by the first heating steps with a minimum age of 245.8 ± 7.3 Ma correlated with the higher $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio. The $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot does not give precise information on the composition of the argon initially trapped by biotite because the sample is

Fig. 2. (a) Age spectra of biotites from LA 15V sample (bulk separate and single grain) and biotite from LA 15X sample (single grain). (b) Map of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe fusion ages obtained on a biotite from LA 15V sample. (c) Diagram age vs. core-rim distance (normalised from 0 to 1) from two transverses AA' and BB' in biotite from LA 15V sample (b).

highly radiogenic. This observation is valid for all the samples analysed during this study.

4.2. Rouergue

4.2.1. Sample RO 01 (Figs. 3 and 4)

Laser probe step-heating of magmatic biotite yields a plateau age of 533.1 ± 11.4 Ma for 93% of the released ^{39}Ar (Fig. 3). By comparison, in situ spot fusion analysis has been performed on a thick section from the same sample, on magmatic biotite in contact with metamorphic garnet (Fig. 4). Four biotites of

different sizes have been analysed. With the first larger grain (Fig. 4a), discordant ages ranging from 563.9 ± 7.4 to 506.6 ± 3.0 Ma are recorded. The figure shows that the older ages are mostly concentrated in the core of the biotite and the younger ones on the rim, in contact with metamorphic garnet, but with two exceptions of old ages present along this grain edge. The age distribution is not regular enough and the density of analyses does not allow the definition of precise age contours. With the second grain, two perpendicular cross-sections have been made with 13 spot fusion experiments (Fig. 4b). Individual ages scatter from

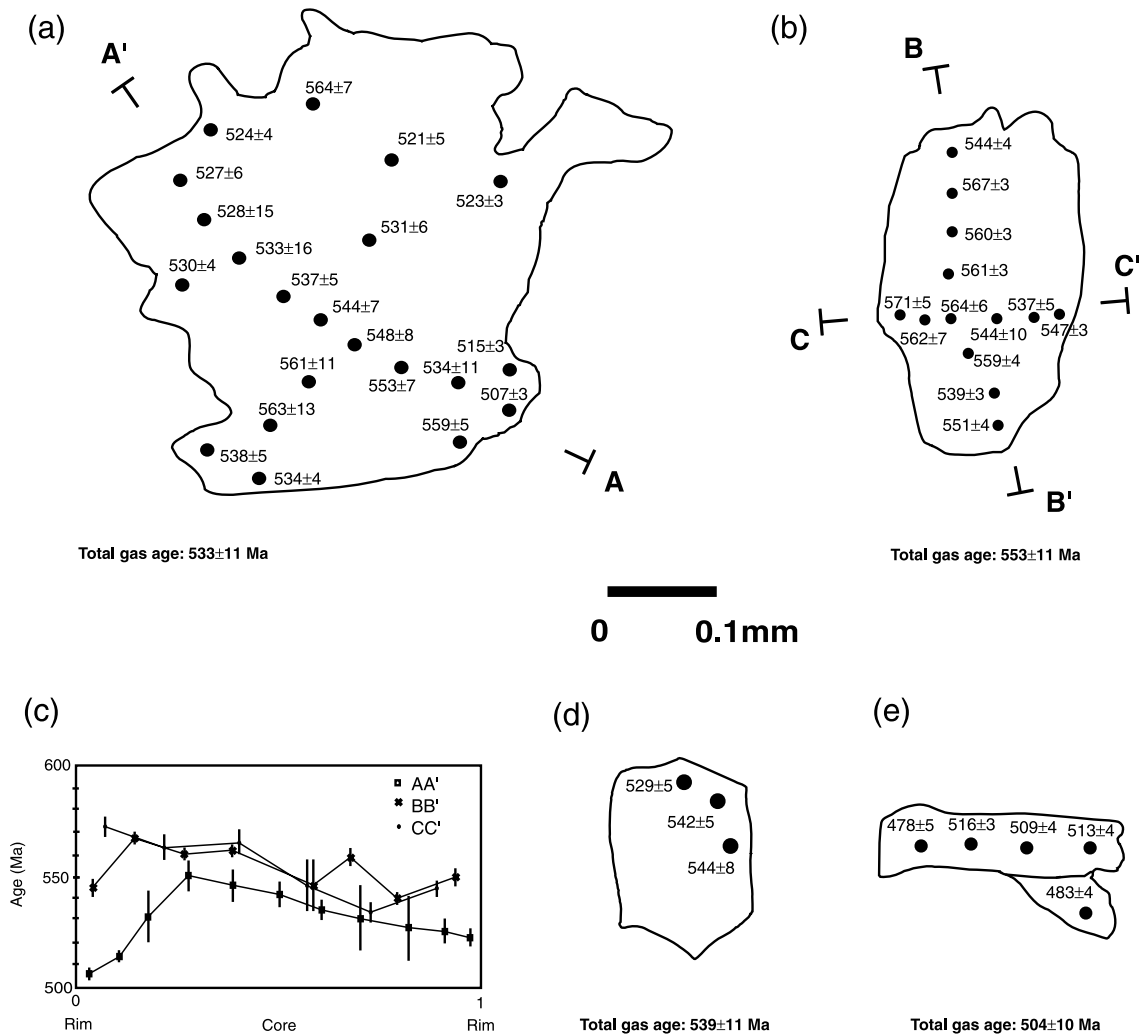


Fig. 4. Map of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe fusion ages on four biotites of different sizes from RO 01 sample. (a–b) Coarse grains size. (c) Diagrams age vs. core–rim distance (normalised from 0 to 1) from two crystals of (a) and (b). (e–d) Small grains size.

570.9 ± 4.5 to 538.6 ± 5.1 Ma, with a domain yielding seven ages in the range 560–570 Ma. Three cross-sections through these two larger grains are represented in Fig. 4c. Two small biotite grains from this sample have been also analysed. Three fusions within the first one give close ages between 529.0 ± 4.8 and 544.1 ± 8.2 Ma (Fig. 4d). The second one has three ages in the range 509–516 Ma and a last one of 478.3 ± 5.2 Ma obtained on the mica edge (Fig. 4e). Therefore, these results tend to document a grain size effect on the radiogenic argon concentration within biotite, with older ages in the larger micas than in the smaller ones. These smaller biotites exhibit also the higher chlorine content highlighted by their high $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios compared to that of the larger biotites (Table 1).

In Table 1, argon data obtained on three HP garnets have been also reported. Despite their low radiogenic argon content, these garnets give consistent ages in the range 400–450 Ma, about 100 Ma younger than adjacent magmatic biotites.

4.2.2. Sample RO 06

Twelve spot fusion analyses on a muscovite single grain give ages between 340.3 ± 5.7 and 358.3 ± 12.0 Ma, with no systematic and significant age variation between rim and core (Fig. 5). The mean total age is 350.0 ± 8.0 Ma. This age is consistent with a biotite age of 344.0 ± 3.5 Ma (Fig. 3a) obtained on silliman-

ite gneisses RG 37 at the base of the Vibal klippe (Costa, 1990).

5. U–Pb results

Sample RO 01: 17 spot ages from 14 zircons are reported in Table 2. Plotted on a concordia diagram (Fig. 6), 14 points yield a linear regression with an upper intercept age of 519 ± 15 Ma and a meaningless lower intercept age of -276 ± 340 Ma with an MSWD=0.55 (Isoplot 2.0; Ludwig, 1999). There is no age dependence with the morphological shape of zircons. This discordia does not take into account three points. One point (analysis 1) is above the concordia and has the highest Pb and U contents (10 times the mean values). It results probably of an analytical problem. Two other points (analyses 2 and 15) are concordant. Analysis 2 at 720 Ma may represent a Proterozoic inherited component, and analysis 15 at 565 Ma is probably a mixture between inherited component and radiogenic lead accumulated since the closure of the zircon U–Pb geochronometer.

6. Interpretation

6.1. Champtoceaux

The three techniques of argon extraction used on LA 15V biotite give $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results that point out to a consistent argon behaviour in the different grains of the magmatic biotite population. Biotite bulk separate and single grain both display similar hump-shaped spectra, while in situ spot fusions reveal an age increase from rim to core parallel to the cleavage plane, but only along the AA' transect, from 363 to 416 Ma. This indicates that in the present case, the convex shape of the spectra has to be regarded as the consequence of an original internal zonation in the mica and not of some recoil effects induced by neutron irradiation noted by Ruffet et al. (1991) for chloritized biotites. In Champtoceaux, our results indicate that biotites suffered partial loss of radiogenic argon either by volume diffusion, or recrystallisation for which, however, little evidence can be found by microscopic observation or chemical analysis. This argon loss may have also resulted from weak deformation manifested

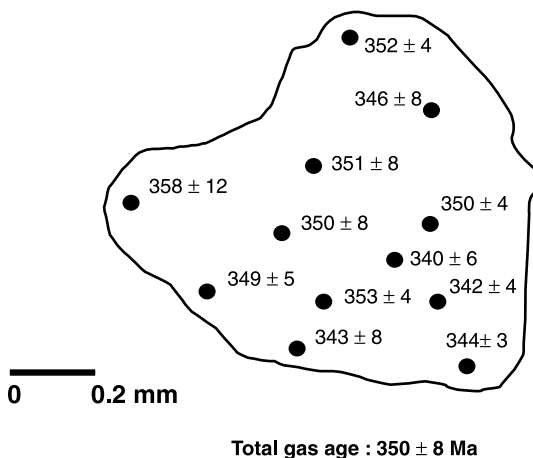


Fig. 5. Map of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe fusion ages on a muscovite from RO 06 sample.

Table 2
U–Pb results

Spots	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ measured	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	Corrected ratios $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	Age 7/6	\pm	Age 6/8	\pm	Age 7/5	\pm	Discordance (%)
1	1258	9486	4590	0.05689	0.00056	0.15438	0.00125	1.2109	0.02181	487.2	4.6	925.5	7	805.6	10	– 14.9
2	49	483	2154	0.06504	0.00135	0.11766	0.00163	1.05511	0.03661	775.7	8.8	717.1	9.4	731.4	17.9	2
3	38	666	1922	0.06137	0.00123	0.0658	0.00058	0.55676	0.01607	652.2	9.2	410.8	3.5	449.4	10.4	8.6
4	53	763	24835	0.05771	0.00047	0.08123	0.00106	0.64634	0.01368	518.8	3.5	503.5	6.3	506.2	8.4	0.5
5	90	1192	28667	0.05762	0.00022	0.08834	0.0002	0.70186	0.0043	515.4	1.9	545.7	1.2	539.9	2.6	– 1.1
6	68	1079	7714	0.05866	0.00075	0.07356	0.00066	0.59493	0.01301	554.5	5.8	457.6	4	474	8.2	3.5
7	44	617	25320	0.05754	0.0004	0.08267	0.0007	0.65594	0.01008	512.5	3.1	512.1	4.2	512.1	6.2	0
8	28	470	2954	0.06018	0.00478	0.06948	0.00092	0.57646	0.05341	609.8	34.6	433	5.5	462.2	33.8	6.3
9	30	455	8057	0.05733	0.00063	0.07748	0.00037	0.61241	0.00972	504.2	5.1	481	2.2	485.1	6.1	0.8
10	52	865	22256	0.05695	0.0005	0.07015	0.00107	0.55089	0.01325	489.7	4	437.1	6.5	445.6	8.6	1.9
11	49	807	4488	0.05947	0.00174	0.07019	0.00209	0.57552	0.03399	584.2	13.2	437.3	12.6	461.6	21.7	5.3
12	44	679	5776	0.05829	0.00039	0.07556	0.00228	0.60725	0.02234	540.6	3.1	469.6	13.7	481.8	14	2.5
13	35	505	15626	0.05603	0.00096	0.08133	0.00069	0.62827	0.01605	453.4	7.5	504.1	4.1	495	10	– 1.8
14	39	553	4495	0.05978	0.00175	0.08223	0.00291	0.67779	0.04382	595.8	13.2	509.4	17.3	525.4	26.2	3.1
15	46	588	3677	0.05919	0.00136	0.09131	0.00078	0.74529	0.02345	574.2	10.4	563.3	4.6	565.5	13.6	0.4
16	56	944	7062	0.0604	0.00084	0.06876	0.00073	0.5726	0.01404	617.9	6.1	428.7	4.4	459.7	9	6.7
17	40	566	31250	0.05782	0.00062	0.08257	0.00047	0.65821	0.01078	522.9	4.7	511.4	2.8	513.5	6.6	0.4

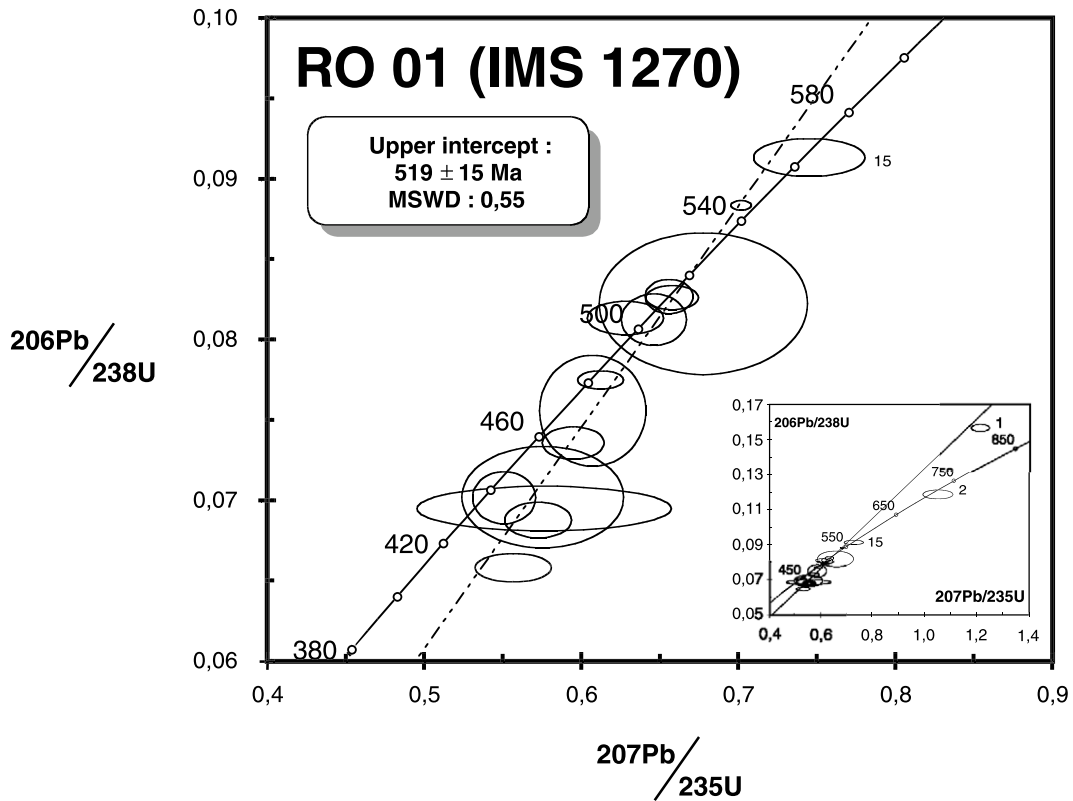


Fig. 6. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordia diagram with spot ages of zircons extracted from Pomayrols granodiorite (RO 01 sample).

by kink-bands that could constitute microstructural pathways for argon migration along the direction AA' (Lee, 1995). The spot fusion age of 416 ± 4 Ma obtained in the core of the mica is considered as a minimum age for the closure of these magmatic biotites for argon diffusion. This age is remarkably similar to the U–Pb zircon age of 423 ± 10 Ma obtained on the same metagranite (Vidal et al., 1980), initially viewed by the authors as a minimum age of magmatic emplacement. However, Paquette (1987) reinterpreted the data using a model involving a mixture of two zircon populations of Proterozoic and Ordovician age affected by lead loss during a subsequent HP event. He suggested that 420 Ma could represent a maximum age for this event. In the same area, an HP acid rock has provided a U–Pb zircon lower intercept age of 413 ± 16 Ma in the concordia diagram (Paquette et al., 1985) which can also be interpreted in either way, depending on whether zircon was a system continuously opened to lead loss or not (Paquette, 1987).

Whatever the interpretation chosen for these lower intercept U–Pb ages (Mezger and Krogstad, 1997), their concordance with our $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results is remarkable and difficult to consider as accidental. Such ages predate the eclogitic metamorphism in the Champtoceaux unit which occurred at 362 ± 25 Ma (Bosse et al., 2000), in agreement with a previous U–Pb zircon age of 358 ± 2 Ma (Paquette, 1987). The minimum $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages close to 360 Ma recorded by the biotite rims are also consistent with these Sm–Nd and U–Pb ages, demonstrating that despite petrographic evidence of a strong HP imprint, magmatic biotite has survived eclogitic conditions without complete argon resetting.

The metamorphic history is further confirmed by dates from the enclosing gneisses, where metamorphic biotite from sample LA 15X yielded an age of 354 ± 8 Ma, consistent with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite ages reported in the Cellier Unit (Bosse et al., 2000). They represent cooling ages coeval with the exhumation

and retrogression of the HP rocks under amphibolitic conditions, and associated with strong ductile shearing. Therefore, these data indicate that magmatic biotite LA 15V from the metagranite has also resisted a second lower pressure metamorphic event without complete resetting. The reasons of this peculiar argon behaviour are considered in Discussion.

6.2. Rouergue

In the Pomayrols metagranite RO 01, laser-probe step-heating of a single biotite grain provides a well-defined plateau date of 533 ± 11 Ma, whereas laser spot fusion reveals significant intra- and intergrain argon isotopic heterogeneities, with older ages in the larger micas than in the smaller ones (i.e. 570 Ma vs. 510 Ma), and a normal, but slightly disturbed, core–rim age distribution in the large biotites between 570 and 510 Ma. This result demonstrates that the step-heating procedure can blur the original age gradients that could exist within a biotite mineral population and/or within single grains, in agreement with previous observations for the white mica group (Hodges and Bowring, 1995; Giorgis et al., 2000). The concordant pattern of the spectrum is probably the consequence of the simultaneous degassing of the different argon reservoirs during the successive heating steps as well as the breakdown of the mica lattice by dehydroxylation at relatively low temperature and resulting mixing of argon reservoirs. Note, however, that by contrast, sample LA 15V in Champtoceaux recorded a discordant spectrum that we interpreted to reflect internal age zonation. The reasons for this contrasting behaviour of biotite from the two studied areas remain unknown, but it probably reflects differences in the petrographic nature of the studied biotites. For example, our microprobe analyses show that X_{Mg} is higher in the Rouergue biotite which, according to Lo et al. (2000), may have influenced the argon release during the experimental degassing, largely controlled by the biotite decomposition at high temperature. A difference in water content between the two biotites could have also controlled the argon release. Specific investigations would be useful to improve our understanding of these effects.

Nevertheless, clearly the $^{40}Ar/^{39}Ar$ biotite ages from the Rouergue metagranite predate the HP-HT metamorphism responsible for the static growth of

garnet in the studied sample and for which the best age estimate is 415 ± 6 Ma obtained on a neighbouring HP trondhjemite (Pin and Lancelot, 1982). As noted above, apparent $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages are mainly dispersed between 570 and 510 Ma at the scale of the grain and mineral population. Even biotite rims in contact with metamorphic garnet provide ages that do not approach that of the HP event. A difference close to 100 Ma persists between the minimum biotite age and the crystallisation age of HP garnet for which we obtained $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in the range 400–450 Ma probably representing that of “submicroscopic potassic” inclusions trapped during the reaction forming garnet at the expense of biotite and plagioclase (and unreset by the late amphibolitic event may be due to the shielding effect of garnet; Kelley et al., 1997). The lack of isotopic equilibrium between adjacent minerals suggests inefficient chemical exchange between the biotite–garnet pair. Therefore, it is likely that such rocks must be discarded for the evaluation of metamorphic conditions using classical geothermometers (e.g. Ferry and Spear, 1978).

Biotite RO 01 displays discordant ages that may result from a combination of processes including argon loss during slow cooling or subsequent thermal overprinting, argon migration along microstructural defects or introduction of excess argon. The independent check of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates by U–Pb ion probe dating of zircon (519 ± 15 Ma, Fig. 6, see interpretation below) seems to show that excess argon may not constitute a major component in the analysed biotites. Most likely the age dispersion derives from some internal migration of argon along discrete microstructural pathways (Lee, 1995) developed in response to the extreme conditions experienced by the rock during its subduction and subsequent exhumation. However, this dispersion testifies to the very limited scale of argon isotope exchanges within the mica lattice. The exchanges were more important in the smaller micas with younger ages, suggesting that the intragrain scale of argon migration is comparable to the grain size. It is noticeable that it is also these small biotites that have the highest $^{38}Ar_{Cl}/^{39}Ar_K$ ratios which could have increased argon diffusivity.

As in Champtoceaux, the magmatic biotite has behaved as a closed system during the Hercynian orogeny despite crystallisation of an HP-HT metamorphic assemblage at the very immediate contact of

the mica. In a similar way, the biotite RO 01 seems to have survived the second episode of amphibolitic metamorphism without significant argon loss. The cooling age of 350 ± 8 Ma obtained on the gneissic realm (sample RO 06) of the metagranite is consistent with a large number of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained in the area (Costa, 1990) on amphiboles and micas and interpretable to record relatively fast cooling after peak thermal conditions and southward nappe emplacement on colder rock formations.

U–Pb ion probe investigations performed during this study yield an upper intercept zircon age of 519 ± 15 Ma that is interpreted to date the latest closure of the isotopic system with a subsequent lead loss. There is no evidence of a total resetting of zircon after Cambrian time. This age is equivalent to that of several other Cambrian metagranites dated in the southern part of the Massif Central (Pin and Lancelot, 1978; Ducrot et al., 1979). Therefore, this metagranite may be one of the rare preserved relics of the continental crust that was subducted northward during the Hercynian orogeny (Matte, 1998). A similar closed behaviour of the U–Pb zircon chronometer can be also observed in HP to UHP metagranites from the Western Alps (Paquette et al., 1999). If the resistance of zircon to thermal overprint is already known (preservation of inherited core for example), this one is more amazing for biotite. These resistance of zircon and biotite to complete resetting during early HP/HT and late LP/HT events associated with the Hercynian orogeny indicates that the mobility of lead and argon isotopes was very limited in the studied metagranites during subduction and subsequent exhumation in the interval 420–350 Ma. The possible reasons of this resistance are discussed below.

7. Discussion

We report biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and zircon U–Pb ages from two HP metagranites of the western branch of the Hercynian orogen in France which indicate that both chronometers resisted the thermal effects associated with later major metamorphic events, under high-pressure, then amphibolitic conditions. In both undeformed rocks, we observe the coexistence of primary magmatic and secondary HP metamorphic

minerals, and the presence of metamorphic garnet suggests that the rocks reached temperature in excess of 700°C after initial magmatic cooling. The behaviour of the two chronometers, and specially that of argon system in magmatic biotite, is thought to result from the combination of several effects acting against isotopic exchange and favouring an essentially closed system in the minerals. In both cases, samples only a few meters distant in thoroughly deformed rocks yielded argon ages corresponding to later exhumation and cooling during Hercynian times.

7.1. Zircon behaviour

In the Cambrian Pomayrols metagranodiorite, the resistance of zircon confirms that the total resetting of the U–Pb system in this mineral, during an HP metamorphism process, is a rarity rather than the norm. Recent Pb diffusion experiments on pristine zircon (Cherniak and Watson, 2000) suggest that mean closure temperatures are in excess of 900°C , higher than that reached during the Hercynian metamorphism. It is also noteworthy that the time elapsed between the magmatic emplacement and the first metamorphic event is not sufficient to induce an extensive metamict alteration of zircon that would have resulted in a more easier Pb loss (Mezger and Krogstad, 1997). In general, the resetting appears to depend mainly on the hydrous content of the subducted rocks and on the importance of fluid circulation driving zircon dissolution and recrystallisation, or growth of newly metamorphic grain. The intensive parameter such as temperature has only a weak influence compared to that of the nature of protoliths (Gebauer et al., 1997) and the presence or absence of penetrative deformation (Paquette et al., 1999). It is inferred that in the absence of penetrative deformation and fluid circulation at high to moderate pressure, zircon cannot exchange lead via diffusion, allowing the preservation of pre-metamorphic U–Pb ages. Lead exchange occurs when fluids can freely infiltrate the rocks and partially dissolves zircons, most likely at the time the subducted rocks reached upper crustal levels. Accordingly, the suggestion that zircons or zircon overgrowths can be used to date the early stages of HP to UHP metamorphism must be considered with caution (Gebauer, 1999; Hacker et al., 2000). An alternative interpretation is that U–Pb

zircon ages essentially reflect a late exhumation stage of the HP-UHP rocks.

In Champtoceaux, a similar undeformed metagranite has provided a U–Pb zircon age of 420 Ma which has received conflicting interpretations (Vidal et al., 1980; Paquette, 1987) depending on whether zircons are considered to have lost lead or not (Mezger and Krogstad, 1997). Giving the closed system behaviour of zircons in the Pomayrols and Alpine high-pressure metagranites and the consistency with our $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results, we suggest that 420 Ma could represent an age very close to the emplacement of the granite. No significant lead loss was recorded during the subsequent metamorphic events bracketed between 360 and 340 Ma (Bosse et al., 2000).

7.2. Biotite behaviour

As noted above, the similarity of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite and U–Pb zircon ages in both studied areas is remarkable and coupled with the close proximity of 350 Ma cooling $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, which allows us to rule out the occurrence of a major excess argon component in the dated micas. Moreover, the laser probe in situ dating of biotite does not indicate large-scale argon migration at the scale of argon through the grain during the Hercynian subduction and exhumation of the magmatic protoliths. This lack of large intragrain argon heterogeneities can be also considered as an argument against the presence of a large excess argon contamination in the biotite (see Giorgis et al., 2000 for an example of heterogeneously distributed excess argon).

The metamorphic reaction forming coronitic garnet around biotite in the two metagranites is thought to have occurred at a temperature close to 700 ± 50 °C, i.e. a temperature about 300–400 °C above that usually assumed for the beginning of argon retention in biotite (Harrison et al., 1985; Villa and Puxeddu, 1994). Therefore, the preservation of pre-Hercynian isotopic signature in the studied rocks is the result of a particular situation where pure thermal activated diffusion is inoperative to induce argon loss from magmatic biotite, even at the very contact of metamorphic garnet. This lack of argon age resetting has been described by many authors in different geological settings (Verschure et al., 1980; Monié, 1990; Kelley et al., 1997; Kelley and Wartho, 2000) and can be

attributable to the influence of various parameters such as the importance of deformation, fluid flow and recrystallisation, the role of chemical composition or grain size, the variable solubility between adjacent minerals, the rock permeability, the duration of thermal events and others. In the present situation, the main parameters that seem to have prevented argon resetting in biotite are the following.

(i) Lack of recrystallisation due to absence of penetrative deformation and limited fluid circulation (Kelley, 1988; Villa, 1998): In the studied metagranites, the growth of metamorphic garnet occurs through a reaction progressively consuming magmatic biotite and plagioclase, and it is suggested that until biotite is physically present, it can preserve an inherited magmatic argon signature until the contact with garnet. Therefore, we consider that recrystallisation is the main factor promoting the resetting of the biotite chronometer in the present conditions. This resetting is complete in biotite from the adjacent gneisses (samples LA 15X and RO 06) where shearing and concomitant recrystallisation completely reset biotite during nappe emplacement. By contrast, in the metagranite, the absence of penetrative deformation during subduction and subsequent exhumation has resulted in a limited amount of chemical and isotopic exchanges, corroborated by the weak intragrain age scattering. Many examples in the argon literature have emphasized the importance of pervasive deformation (and mylonitization) as a vector of isotopic resetting in the minerals, specially at moderate temperature (e.g. Maluski, 1978; Goodwin and Renne, 1991; West and Lux, 1993; Dunlap and Teyssier, 1995; Hames and Cheney, 1997; Kramar et al., 2001). However, our example of unreset biotites in metamorphosed granites demonstrates that, in the absence of deformation-induced recrystallisation, biotite can remain a closed system at very high temperature close to 700 °C. A similar behaviour has been recently described in HP phengitic white micas (Di Vincenzo et al., 2001) that preserve an inherited isotopic signature despite a subsequent high-temperature metamorphism (550–650 °C). The authors argue that the lack of deformation-induced recrystallisation during this metamorphic event is the main reason for the closed behaviour of micas. Therefore, despite the difference in interlayer partitioning between dioctahedral and trioctahedral micas (Dahl,

1996), there is a great similitude with respect to the influence of recrystallisation on the resetting of the argon chronometer. This also suggests that such micas from undeformed pre-metamorphic rocks cannot be used to extract thermochronological information on the cooling history of the metamorphic rocks during their exhumation.

Moreover, the lack of evidence of large fluid infiltration and circulation in HP rocks (Baker et al., 1997; Philippot and Rumble, 2000) is a factor that has probably inhibited recrystallisation and favoured the closed behaviour of biotite at high temperature (Villa, 1998). It is well known that large fluid flow enhances the ability of elements and isotope transport at grain boundaries; therefore, for rocks with a low water/rock ratio and/or a low permeability, the scale of isotope migration strongly decreases. In HP setting, where fluids are poorly mobile, isotopic transport can only occur over a very short distance. In new formed minerals, radiogenic argon can be trapped as an excess component (Giorgis et al., 2000), while in pre-metamorphic relict minerals, argon does not migrate towards the interstitial domain. As it was nicely demonstrated by Foland (1979) who studied the case of granulitic rocks, the limited argon mobility in anhydrous metamorphic assemblages can result in the incorporation of excess argon which, in the present case, can be ruled out by the consistency of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U–Pb ages. Studies using other chronometers have shown that in dry environments, isotopic exchanges remain of limited amplitude (see above for U–Pb chronometer; Kühn et al., 2000 for Rb–Sr chronometer).

(ii) Pressure effect: The high pressure could have potentially influenced the mobility of argon in biotite at depth. The experiments of Harrison et al. (1985) and modelling of Lister and Baldwin (1996) suggest that argon diffusion in minerals decreases with the pressure increasing. It is likely that the relatively high pressures recorded by the studied metagranites have exerted an effect against a large-scale migration of argon isotopes. However, this effect remains difficult to quantify.

(iii) Variable solubility of argon in minerals: Another factor that must be considered for this age preservation is the difference of argon solubility between the different phases in presence (Kelley and Wartho, 2000). In the studied metagranites, among the

different magmatic and metamorphic minerals, biotite has probably the highest solubility for argon compared to the surrounding anhydrous phases such as garnet, quartz and plagioclase. Therefore, even if argon included in the biotite has been a free component in the rock in response to the Hercynian metamorphic overprint, it is likely that this component has not migrated outside the biotite lattice due to the lack of other minerals that could have accepted this inherited argon.

The influence of such features is not restricted to the case of HP metamorphism, but it is likely that their combination in the presently studied HP metagranites and particularly the role of fluids influenced the argon behaviour.

In conclusion, our data demonstrate that magmatic biotites from rocks that are strongly thermally overprinted can preserve $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages approaching that of magmatic emplacement determined by U–Pb zircon ages. This consistency suggests that it is not excess argon that has caused old ages in the studied minerals, but that biotite can remain a closed system for temperatures well above its commonly accepted closure temperature under specific conditions of metamorphism and deformation. Therefore, this study provides new evidence that the closure temperature concept must be used with great caution to constrain the cooling of metamorphic rocks during their ascent to the surface. This is particularly true for high-pressure rocks where the interpretation of isotopic results cannot be undertaken without a complete understanding of the mechanisms that control isotopic exchanges at different scales (Scaillet, 1998). By selecting appropriate samples, we demonstrated that the use of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method is not limited to the dating of late cooling orogenic processes, and that information concerning the age of protoliths as well as that of early metamorphic events can be recovered with this method.

Acknowledgements

J. Marchand and B. Lasnier are greatly thanked for providing sample of Picherais granite. Ion probe analyses are supported by INSU. E. Deloule and the staff of National Service of Ion Microprobe (CRPG, Nancy) provided valuable assistance and advice. O.

Bruguier is also acknowledged for fruitful discussions on ion probe treatment results. Thin and thick sections are prepared by C. Nevado. Helpful comments by S. Kelley, M. Bröcker and M. Cosca (for a first version) improved the presentation of this paper. [PD]

References

- Arnaud, N.O., Kelley, S.P., 1995. Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira Massif (Western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe ^{40}Ar – ^{39}Ar technique. *Contrib. Mineral. Petrol.* 121, 1–11.
- Baker, J., Matthews, A., Matthey, D., Rowley, D., Xue, F., 1997. Fluid–rock interactions during ultra-high pressure metamorphism, Dabie Shan, China. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1685–1696.
- Ballèvre, M., Kiénaat, J.-R., Paquette, J.L., 1987. Le métamorphisme dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). *C. R. Acad. Sci., Paris* 305 (II), 127–131.
- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J.C., Wyns, R., 1993. Eo-Hercynian events in the Armorican Massif. In: Kerppe, J.D. (Ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Area*. Springer Verlag, Berlin, pp. 183–194.
- Bosse, V., Féraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.J., De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geol. J.* 35, 297–325.
- Burg, J.P., Leyreloup, A., 1989. Métamorphisme granulitique de roches granitiques en Rouergue (Massif Central). *C. R. Acad. Sci., Paris* 309 (II), 719–725.
- Burg, J.P., Delor, C.P., Leyreloup, A.F., Romney, F., 1989. Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P – T – t record from mineral to regional scale. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 43, 423–439.
- Buscaïl, F., 2000. Contribution à la compréhension du problème géologique et géodynamique du massif des Maures: Le métamorphisme régional modélisé dans le système KFMASH: analyse paragénétique, chémiographie, thermobarométrie, géochronologie Ar/Ar. PhD Thesis. Université Montpellier II, 80 pp.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* 172, 5–24.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C.E., 1984. U/Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *Proc. 14th Lunar and Planet. Sci. Conf., Part 2, J. Geophys. Res.*, vol. 89B, pp. 525–534.
- Costa, S., 1990. De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique: 100 Ma d'histoire varisque dans le Massif Central français. Une étude chronologique par la méthode ^{40}Ar – ^{39}Ar . PhD thesis. Université Montpellier II. 441 pp.
- Dahl, P.S., 1996. The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 22–39.
- 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 ^{40}Ar – ^{39}Ar laser analyses on multiple generations of white micas (Lanternman Range, Antarctica). *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 389–405.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259–274.
- Ducrot, J., Lancelot, J., Reille, J.L., 1979. Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal, caractéristique de l'Europe pré-Varisque. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 21, 501–505.
- Dunlap, W.J., Teyssier, C., 1995. Paleozoic deformation and isotopic disturbance in the southeastern Arunta Block, central Australia. *Precambrian Res.* 71, 229–250.
- Ferry, J.M., Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113–117.
- Foland, K.A., 1979. Limited mobility of argon in a metamorphic terrain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 793–801.
- Gebauer, D., 1999. Alpine geochronology of the central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 191–208.
- Gebauer, D., Schertl, H.-P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 5–24.
- Gil Ibarguchi, J.I., 1995. Petrology of jadeite metagranite and associated orthogneiss from Malpica–Tuy allochthon (Northwest Spain). *Eur. J. Mineral.* 7, 403–415.
- Gil Ibarguchi, J.I., Mendiá, M., Girardeau, J., Peucat, J.J., 1990. Petrology of the eclogites and the clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal complex (Northwest Spain). *Lithos* 25, 133–162.
- Georgis, D., Cosca, M., Li, S., 2000. Distribution and significance of extraneous argon in UHP eclogite (Sulu terrain, China): insight from in situ ^{40}Ar – ^{39}Ar UV-laser ablation analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 605–615.
- Girardeau, J., 1977. Etude de la réaction biotite-plagioclase dans deux granites. DEA, Paris VI et VII. 141 pp.
- Godard, G., 1988. Petrology of some eclogite in the Hercynides: the eclogite from the southern Armorican massif, France. In: Smith, D.C. (Ed.), *Eclogites and Eclogite-Facies Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 451–519.
- Goodwin, L.B., Renne, P.R., 1991. Effects of progressive mylonitization on Ar retention in biotites from the Santa Rosa mylonite zone, California, and thermochronologic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 283–297.
- Hacker, B.R., Ratsbacher, L., Webb, L., Mac Williams, M.O., Ireland, T., Calvert, A., Dong, S., Wenk, H.R., Chateignier, D., 2000. Exhumation of UHP continental crust in east central China; late Triassic–early Jurassic unroofing. *J. Geophys. Res.* 105, 13339–13364.
- Hames, W.E., Cheney, J.T., 1997. On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3863–3872.
- Harrison, T.M., Duncan, I., Mc Dougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar

- in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Hodges, K.V., Bowring, S.A., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of isotopically zoned micas: insights from the southwestern USA Proterozoic orogen. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3205–3220.
- Kelley, S.P., 1988. The relationship between K–Ar mineral ages, mica grain size and movement on the Moine Thrust Zone, NW Highlands, Scotland. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 145, 1–10.
- Kelley, S.P., Wartho, J.-A., 2000. Rapide kimberlite ascent and the significance of Ar–Ar ages in xenolith phlogopites. *Science* 289, 609–611.
- Kelley, S.P., Bartlett, J.M., Harris, N.B., 1997. Pre-metamorphic Ar–Ar ages from biotite inclusions in garnet. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3873–3878.
- Kramar, N., Cosca, M.A., Hunziker, J.C., 2001. Heterogeneous $^{40}\text{Ar}^*$ distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 377–388.
- Kühn, A., Glodny, J., Iden, K., Austrheim, H., 2000. Retention of Precambrian Rb/Sr phlogopite ages through Caledonian eclogite facies metamorphism, Bergen Arc Complex, W-Norway. *Lithos* 51, 305–330.
- Lardeaux, J.M., 1998. Discovery of ultra high-pressure metamorphism in the axial zone of the Variscan belt (French Massif Central); exhumation processes and geodynamic consequences. *Acta Univ. Carol., Geol.* 42 (2), 294–295.
- Lasnier, B., 1977. Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français, Haut-Allier. Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse Doctorat d'état, Univ. Nantes, 351 pp. + planches h.t.
- Lasnier, B., Leyreloup, A., Marchand, J., 1973. Découverte d'un granite charnockitique au sein de gneiss ocellés: perspective nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du massif armoricain méridionale. *Contrib. Mineral. Petrol.* 41, 134–144.
- Lee, J.K.W., 1995. Multipath diffusion in geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 120, 60–82.
- Li, S., Wang, S., Chen, Y., Lui, D., Qiu, J., Zhou, H., Zhang, Z., 1994. Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating eclogite by Sm–Nd and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods. *Chem. Geol.* 112, 343–350.
- 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.
- Lo, C.H., Lee, J.K.W., Onstott, T.C., 2000. Argon release mechanisms of biotite in vacuo and the role of short-circuit diffusion and recoil. *Chem. Geol.* 165, 135–166.
- Ludwig, K.R., 1999. Isoplot/Ex Version 2.06. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., no. 1a, 49 pp.
- Maluski, H., 1978. Behaviour of biotites, amphiboles, plagioclases and K-feldspars in response to tectonic events with the ^{40}Ar – ^{39}Ar radiometric method. Example of Corsica granites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1619–1633.
- Maluski, H., 1985. Méthode Argon39–Argon40. Principe et applications aux minéraux des roches terrestres. In: Roth, E., Poty, B. (Eds.), *Méthodes de datations par des phénomènes naturels*. Masson, Paris, pp. 341–372.
- Marchand, J., 1981. Ecaillage d'un «mélange tectonique» profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne Méridionale). *C. R. Acad. Sci., Paris* 293, 223–228.
- Matte, Ph., 1998. Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides. *GFF* 120, 209–222.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, vol. 9. Oxford Univ. Press, New York, 212 pp.
- Mezger, K., Krogstad, E.J., 1997. Interpretation of discordant U–Pb zircon age: an evaluation. *J. Metamorph. Geol.* 15, 127–140.
- Monié, P., 1990. Preservation of Hercynian ^{40}Ar – ^{39}Ar ages through high-pressure low-temperature Alpine metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineral.* 2, 343–361.
- Monié, P., Caby, R., Arthaud, M.H., 1997. The Neoproterozoic brasiliano orogen of Northeast Brazil. ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and petro-structural data from Ceara. *Precambrian Res.* 81, 241–264.
- Paquette, J.L., 1987. Comportement des systèmes isotopiques U–Pb et Sm–Nd dans le métamorphisme écolitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. PhD Thesis, Université Rennes. 222 pp.
- Paquette, J.L., Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Marchand, J., 1985. Evidence for old Precambrian relics show by U–Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chem. Geol.* 52, 203–216.
- Paquette, J.L., Menot, R.P., Peucat, J.J., 1989. REE, Sm–Nd and U–Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massif (Western Alps): evidence from crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 181–198.
- Paquette, J.L., Monchoux, P., Couturier, M., 1995. Geochemical and isotopic study of a norite–eclogite transition in the European Variscan belt. Implication for U–Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1611–1622.
- Paquette, J.L., Montel, J.M., Chopin, C., 1999. U–Th–Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora Maira massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.* 11, 69–77.
- Philippot, P., Rumble, D., 2000. Fluid–rock interactions during high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphism. *Int. Geol. Rev.* 42, 312–327.
- Pin, C., Lancelot, J., 1978. Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif Central: les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2, 203–208.
- Pin, C., Lancelot, J., 1982. U–Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 1–12.
- Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of ^{40}Ar – ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Tregor batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1675–1688.
- Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G., Philippot, P., 1997. Rb–Sr and ^{40}Ar – ^{39}Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism. *Chem. Geol.* 141, 1–18.

- Rumble, D., Yui, T.-F., 1998. The Qinglongshan oxygen and hydrogen anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3307–3322.
- Scaillot, S., 1998. K–Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) geochronology of ultrahigh pressure rocks. In: Hacker, B.R., Liou, J.G. (Eds.), *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. Kluwer Academic Publishing, pp. 161–201.
- Verschure, R.H., Andriessen, P.A., Boelrijk, N.A., Hebeda, E.H., Maijer, C., Priem, H.N., Verdurmen, E.A., 1980. On the thermal stability of Rb–Sr and K–Ar biotite systems: evidence from coexisting Sveconorwegian (ca. 870 Myr) and Caledonian (ca. 400 Myr) biotites in SW Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 245–252.
- Vidal, P., Peucat, J.J., Lasniers, B., 1980. Dating of granulites involved in the Hercynian fold-belt of Europe: an example taken from granulite-facies orthogneiss at La Picherais, southern Armorican Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, 283–289.
- Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova* 10, 42–47.
- Villa, I.M., Puxeddu, M., 1994. Geochronology of the Lardello geothermal field: new data and the closure temperature issue. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 415–426.
- West, D.P., Lux, D.R., 1993. Dating mylonitic deformation by the ^{40}Ar – ^{39}Ar method: an example from the Norumbega Fault Zone, Maine. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 221–237.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffi, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 19, 1–23.

ANNEXE III

Tableaux de résultats

- A. Uranium-Plomb**
- B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$**
- C. Traces de fission**
- D. (U-Th)/He**
- E. Analyses chimiques**

A : Tableau de résultats U-Pb

Analyse n°	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	±	238U/206Pb	±	238U/206*Pb radiogénétique	±	Age apparent (Ma) 206Pb/238U	±
ML1-1	701	29,6	245	3932	0,05731	0,00112	20,22	0,677	0,0492	0,0122	310	3,7
ML1-2	476	19,8	150	3837,4	0,05261	0,00020	20,63	1,415	0,0484	0,0149	305	4,4
ML1-3	382	15,9	165	2721	0,05872	0,00051	20,55	1,411	0,0484	0,0143	304	4,3
ML1-4	2066	91,0	425	144873	0,05226	0,00011	19,51	1,413	0,0513	0,0146	322	4,6
ML1-5	413	17,2	165	4154	0,05706	0,00036	20,49	1,418	0,0486	0,0155	306	4,6
ML1-6	638	27,2	114	96293	0,05253	0,00008	20,12	1,414	0,0497	0,0147	313	4,5
ML1-7	605	26,4	105	18413	0,05441	0,00016	19,68	1,414	0,0508	0,0148	319	4,6
ML1-8	2838	127,9	520	56747	0,05200	0,00011	19,05	1,439	0,0525	0,0177	330	5,7
ML1-9	298	12,4	77	8936	0,05820	0,00088	20,57	0,687	0,0484	0,013	305	3,9
ML1-10	1389	57,6	484	5812	0,06288	0,00165	20,68	1,411	0,0483	0,0144	304	4,3
ML1-11	401	17,5	111	1831	0,06174	0,00055	19,55	1,430	0,0507	0,0165	319	5,1
ML1-12	1312	54,2	419	941	0,09014	0,00133	20,39	0,655	0,0481	0,0092	303	2,7
ML1-13	877	34,2	265	155	0,14750	0,00284	19,43	1,420	0,0455	0,0188	287	5,3
ML1-14	754	33,8	343	22431	0,11040	0,00418	19,16	1,522	0,0522	0,0235	328	7,5
ML6-1	902	38,4	271	106102	0,05320	0,00022	20,18	0,742	0,0495	0,0142	312	4,3
ML6-2	538	21,8	61	12190	0,05370	0,00018	21,14	0,660	0,0472	0,0112	297	3,2
ML6-3	1344	54,4	176	61327	0,05307	0,00017	21,21	0,683	0,0471	0,0127	297	3,7
ML6-4	949	38,2	98	35808	0,05343	0,00020	21,30	0,660	0,0469	0,0089	266	2,6
ML6-5	1441	64,2	355	45463	0,05290	0,00015	19,28	0,657	0,0518	0,0087	326	2,8
ML6-6	663	26,6	91	22089	0,05288	0,00033	21,38	0,966	0,0467	0,0282	294	8,1
ML6-7	580	23,3	85	20891	0,05299	0,00024	21,37	0,750	0,0467	0,0164	294	4,7
ML6-8	987	40,5	200	16783	0,05397	0,00039	20,93	0,643	0,0477	0,0071	300	2,1
ML6-9	1482	65,2	176	19062	0,05287	0,00021	19,52	0,678	0,0512	0,011	322	3,5
ML6-10	951	40,1	135	40389	0,05349	0,00014	20,32	0,656	0,0492	0,0087	309	2,6
SL9-1	363	14,1	75	9027	0,05404	0,00023	22,03	0,659	0,0453	0,0099	285	2,8
SL9-2	660	27,6	193	22275	0,05349	0,00018	20,54	0,698	0,0486	0,0132	306	3,9
SL9-3	1077	47,7	512	11550	0,05325	0,00018	19,35	0,707	0,0516	0,0138	324	4,4
SL9-4	375	14,2	146	4140	0,05530	0,00040	22,55	0,668	0,0441	0,0117	278	3,2
SL9-5	430	17,0	157	19986	0,05327	0,00023	21,74	0,647	0,0459	0,008	289	2,3
SL9-6	822	32,9	248	8860	0,05496	0,00047	21,39	0,668	0,0466	0,0109	294	3,1
SL9-7	730	32,3	250	36755	0,05236	0,00016	19,41	0,710	0,0515	0,0131	324	4,1
SL9-8	569	22,3	286	14581	0,05316	0,00029	21,91	0,708	0,0456	0,0151	287	4,2
SL9-9	511	20,8	251	12809	0,05329	0,00031	21,03	0,729	0,0475	0,0148	299	4,3
SL9-10	481	19,1	196	22543	0,05322	0,00023	21,66	0,696	0,0461	0,0136	291	3,9
SL9-11	534	22,0	204	36565	0,05061	0,00033	20,85	0,668	0,0479	0,0103	302	3,0
SL9-12	334	13,7	134	8189	0,05514	0,00043	20,93	0,676	0,0476	0,0123	300	3,6
SL9-13	416	15,5	180	33000	0,05452	0,00052	22,96	0,686	0,0435	0,014	275	3,7
SL9-14	463	17,3	189	11850	0,05440	0,00061	22,95	0,688	0,0435	0,016	274	4,3
SL9-15	301	12,4	101	11553	0,05481	0,00023	20,84	0,677	0,0479	0,0124	302	3,6
SL9-16	266	11,0	95	11076	0,05403	0,00027	20,52	0,687	0,0486	0,0127	306	3,8
SL9-17	358	14,7	125	4986	0,05425	0,00037	20,88	0,661	0,0477	0,0097	300	2,9
SL9-18	371	14,5	83	4287	0,05565	0,00051	21,90	0,691	0,0454	0,0143	287	4,0

B : Tableau de résultats 40Ar/39Ar (ML1 + ML2)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	% Atm.	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
HbML1		J= .014043						
1	15,483	2,700	0,0130	2,778	0,1	79,8	354,9	117,3
2	4,857	2,516	0,0527	1,347	0,4	74,3	119,1	81,7
3	6,762	2,034	0,0589	1,149	0,8	60,1	163,7	42,4
4	9,546	0,802	0,0798	0,969	1,9	23,7	227,0	18,3
5	11,298	0,321	0,0801	2,304	3,1	9,4	265,7	18,5
6	12,862	0,499	0,0662	4,264	5,2	14,7	299,6	8,7
7	13,113	0,262	0,0703	7,440	38,7	7,7	304,9	3,3
8	12,668	0,171	0,0749	6,428	50,2	5,0	295,4	2,2
9	12,634	0,112	0,0765	6,874	80,6	3,3	294,7	2,6
10	13,189	0,118	0,0731	5,757	84,6	3,4	306,6	6,6
11	13,269	0,156	0,0718	8,178	86,5	4,6	308,3	15,6
12	13,788	0,100	0,0703	8,578	100,0	2,9	319,3	3,3
	Age total = 300.3 ± 3.1							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	% Atm.	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML1		J= .014816						
1	75,339	2,657	0,0027	0,026	0,0	78,5	1352,4	180,1
2	12,098	3,146	0,0058	0,003	0,4	92,9	297,5	70,7
3	13,240	2,957	0,0095	0,002	0,8	87,3	323,2	48,7
4	12,331	2,745	0,0153	0,002	1,2	81,1	302,7	27,2
5	10,061	2,742	0,0188	0,001	2,1	81,0	250,7	24,7
6	10,651	1,975	0,0390	0,002	8,2	58,3	264,4	4,4
7	11,620	0,613	0,0704	0,000	9,9	18,1	286,6	11,1
8	11,782	0,475	0,0729	0,001	18,3	14,0	290,3	3,6
9	11,760	0,276	0,0780	0,005	30,9	8,1	289,8	1,9
10	11,870	0,237	0,0783	0,005	44,8	7,0	292,3	2,3
11	11,927	0,235	0,0780	0,008	58,7	6,9	293,6	3,0
12	11,772	0,224	0,0793	0,004	71,6	6,6	290,1	2,3
13	12,184	0,222	0,0766	0,011	76,4	6,5	299,4	3,8
14	11,672	0,274	0,0787	0,043	77,9	8,1	287,8	9,4
15	11,986	0,104	0,0807	0,001	100,0	3,0	294,9	1,6
	Age total = 291.2 ± 2.8							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	% Atm.	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML2Spot		J= .014816						
1	11,760	0,070	0,0832	0,048	-	2,1	289,8	2,0
2	11,939	0,174	0,0794	0,071	-	5,1	293,9	2,6
3	11,502	0,076	0,0849	0,017	-	2,3	283,9	2,5
4	10,008	0,147	0,0955	0,008	-	4,4	249,5	1,4
5	11,130	0,159	0,0855	0,024	-	4,7	275,4	1,8
6	11,722	0,494	0,0727	0,051	-	14,6	288,9	3,5
7	9,719	0,443	0,0894	0,102	-	13,1	242,7	1,7
8	10,203	0,365	0,0873	0,004	-	10,8	254,0	2,7
9	11,499	0,117	0,0839	0,014	-	3,5	283,8	3,0
10	11,442	0,136	0,0838	0,014	-	4,0	282,5	3,1
11	10,995	0,144	0,0870	0,004	-	4,3	272,3	1,5
12	11,763	0,101	0,0824	0,012	-	3,0	289,9	2,6
13	11,784	0,151	0,0810	0,005	-	4,5	290,3	2,7
14	11,673	0,098	0,0831	0,155	-	2,9	287,8	2,8
15	11,263	0,112	0,0858	0,000	-	3,3	278,4	2,6
	Age total = 307.8 ± 2.8							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	% Atm.	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
PIML1		J= .014816						
1	523,263	0,105	0,0018	1,660	0,1	3,1	3913,8	20,8
2	152,589	0,057	0,0064	0,172	0,2	1,7	2132,4	42,4
3	41,367	0,066	0,0236	0,928	0,8	2,0	862,4	13,0
4	14,203	-0,006	0,0705	0,777	2,2	1,8	344,6	3,1
5	8,905	-0,001	0,1122	0,829	5,5	0,0	223,6	1,7
6	2,577	-0,088	0,3978	1,092	8,3	0,1	67,6	1,4
7	2,688	-0,137	0,3869	1,586	11,7	-1,4	70,5	1,3
8	4,241	0,197	0,2220	2,452	17,6	5,8	109,9	1,9
9	2,411	-0,271	0,4477	2,567	21,0	-5,3	63,3	1,2
10	2,007	0,342	0,4475	2,805	23,4	10,1	52,9	3,7
11	3,042	-0,275	0,3553	3,070	27,3	-5,3	79,5	1,9
12	2,283	-0,160	0,4585	2,952	28,5	-4,7	60,0	10,3
13	2,675	-0,342	0,4115	3,461	31,9	10,1	70,1	1,2
14	4,566	0,005	0,2186	3,302	43,9	0,2	118,1	0,8
15	11,466	0,040	0,0861	0,512	67,4	1,2	283,1	1,4
16	8,568	0,085	0,1137	0,349	68,9	2,1	215,6	5,8
17	9,282	0,132	0,1035	0,731	73,4	2,0	232,5	2,6
18	11,467	0,062	0,0855	2,045	100,0	1,9	283,1	1,1
	Age total = 233.7 ± 2.2							

B : Tableau de résultats 40Ar/39Ar (Echantillon Canigou)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuCAN5	J= .014816							
1	3,386	2,473	0,0794	0,432	2,2	73,1	88,3	16,8
2	5,838	0,942	0,1235	0,029	6,3	27,9	149,7	11,8
3	7,283	1,163	0,0900	0,000	23,6	34,4	184,9	2,9
4	7,346	0,306	0,1238	0,000	45,9	9,1	186,4	2,3
5	8,181	0,346	0,1097	0,000	76,4	10,3	206,4	2,0
6	9,715	0,125	0,0991	0,000	99,6	3,7	242,6	1,8
7	7,494	0,661	0,1073	1,141	100,0	19,6	190,0	72,3
Age total = 201.8 ± 2.2								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuCAN5	J= .014816							
1	5,412	0,345	0,1658	0,291	0,3	10,2	139,2	49,6
2	6,044	0,109	0,1600	0,284	0,6	3,2	154,7	17,1
3	6,316	0,414	0,1389	0,004	1,0	12,2	161,4	22,6
4	8,367	0,023	0,1186	0,001	2,0	0,7	210,8	5,6
5	4,594	1,248	0,1373	0,486	3,6	36,9	118,8	8,3
6	11,321	0,073	0,0864	0,002	4,2	2,2	279,8	13,4
7	10,801	0,067	0,0907	0,012	20,0	2,0	267,8	1,0
8	10,774	0,010	0,0925	0,000	43,4	0,3	267,2	1,5
9	10,651	0,007	0,0936	0,000	55,8	0,2	264,4	1,9
10	10,731	0,009	0,0929	0,000	57,9	0,3	266,2	3,3
11	10,841	0,004	0,0921	0,000	61,9	0,1	268,7	1,7
12	11,232	0,024	0,0883	0,004	87,9	0,7	277,7	1,2
13	11,086	0,056	0,0886	0,008	100,0	1,7	274,4	1,3
Age total = 266.3 ± 2.5								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuCAN5	J= .014816							
1	11,048	0,067	0,0886	0,000	100,0	2,0	273,5	1,2
Age total = 273.5 ± 2.7								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuCAN7	J= .014816							
1	0,078	2,983	0,1211	0,004	0,7	88,2	26,0	16,4
2	0,732	2,733	0,2630	0,261	1,9	80,7	19,5	10,3
3	4,231	0,625	0,1926	0,000	6,4	18,5	109,7	2,0
4	5,085	0,465	0,1696	0,132	9,6	13,8	131,0	2,5
5	10,626	0,011	0,0938	0,000	60,2	0,3	263,8	1,4
6	10,360	0,001	0,0965	0,008	100,0	0,0	257,6	1,4
Age total = 246.2 ± 2.4								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuCAN7spot	J= .014816							
1	13,733	0,179	0,0688	0,007	-	5,3	334,2	20,6
2	12,384	0,057	0,0793	0,003	-	1,7	303,9	2,4
3	11,629	0,037	0,0850	0,007	-	1,1	286,8	1,5
4	11,101	0,045	0,0888	0,000	-	1,4	274,7	1,4
5	8,276	0,031	0,1197	0,011	-	0,9	208,7	1,7
6	11,891	0,069	0,0823	0,024	-	2,1	292,8	2,4
7	11,974	0,038	0,0824	0,009	-	1,1	294,6	1,7
8	7,799	0,047	0,1263	0,000	-	1,4	197,3	1,6
9	11,664	0,030	0,0849	0,005	-	0,9	287,6	2,7
10	10,014	0,092	0,0971	0,032	-	2,7	249,6	7,5
11	9,355	0,002	0,1068	0,000	-	0,1	234,2	1,6
Age total = 257.3 ± 2.4								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtCAN2		J= .014519						
1	76,794	0,011	0,0129	0,025	0,6	0,3	1351,3	18,2
2	13,019	0,054	0,0754	0,046	1,3	1,6	312,4	14,6
3	7,170	0,026	0,1383	0,000	4,0	0,8	178,7	4,5
4	5,535	0,014	0,1798	0,003	10,6	0,4	139,5	2,3
5	4,523	0,011	0,2203	0,000	20,3	0,4	114,7	1,7
6	3,343	0,711	0,2361	0,003	33,0	21,0	85,5	1,8
7	3,674	0,484	0,2331	0,000	47,8	14,3	93,8	1,3
8	3,341	0,552	0,2503	0,005	64,5	16,3	85,5	1,3
9	3,382	0,610	0,2423	0,003	73,7	18,0	86,5	1,4
10	3,681	0,288	0,2484	0,011	79,5	8,5	93,9	1,8
11	3,536	0,302	0,2574	0,030	83,4	9,0	90,3	2,1
12	3,063	0,691	0,2597	0,029	88,3	20,4	78,5	1,8
13	2,931	0,848	0,2555	0,092	91,7	25,1	75,2	1,4
14	3,664	0,486	0,2336	0,035	100,0	14,4	93,5	0,7
							Age total = 109.3 ± 3.1	

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtCAN4		J= .014816						
1	153,334	0,081	0,0063	0,004	1,9	2,4	2138,5	18,6
2	22,543	0,033	0,0438	0,007	3,1	1,0	519,9	15,7
3	12,684	0,034	0,0780	0,004	5,1	1,0	310,7	10,1
4	6,593	0,611	0,1242	0,031	8,7	18,1	168,1	7,5
5	6,257	0,411	0,1403	0,024	18,0	12,2	159,9	3,0
6	5,120	0,011	0,1946	0,000	31,5	0,3	131,9	2,0
7	4,770	0,015	0,2086	0,000	42,5	0,5	123,2	1,9
8	4,117	0,027	0,2409	0,000	50,1	0,8	106,8	2,9
9	3,774	0,028	0,2627	0,000	57,9	0,8	98,2	2,8
10	3,645	0,107	0,2655	0,025	89,3	3,2	94,9	1,0
11	3,304	0,049	0,2982	0,032	94,4	1,5	86,2	4,2
12	3,332	0,053	0,2953	0,013	99,1	1,6	86,9	4,5
13	3,495	0,059	0,2810	0,010	99,9	1,7	91,1	9,7
							Age total = 192.9 ± 2	

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtCAN4		J= .014519						
1	1,258	3,336	0,0111	0,020	2,6	98,6	32,7	30,1
2	1,819	2,901	0,0783	0,040	8,2	85,7	47,0	5,9
3	2,733	2,237	0,1239	0,013	16,7	66,1	70,2	5,3
4	3,385	1,553	0,1597	0,005	25,3	45,9	86,6	2,4
5	3,162	1,624	0,1644	0,018	32,5	48,0	81,0	3,1
6	2,941	1,699	0,1692	0,026	39,0	50,2	75,4	4,2
7	3,145	1,321	0,1937	0,045	43,4	39,1	80,6	5,6
8	3,690	1,414	0,1576	0,020	56,0	41,8	94,2	2,7
9	4,235	1,076	0,1610	0,018	66,2	31,8	107,6	2,0
10	5,144	0,785	0,1491	0,003	78,3	23,2	130,0	1,8
11	4,444	0,940	0,1624	0,022	87,0	27,8	112,8	2,0
12	4,286	0,885	0,1722	0,001	94,6	26,2	108,9	2,2
13	3,528	0,999	0,1997	0,024	100,0	29,5	90,1	3,5
							Age total = 92.8 ± 2.8	

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtCAN9		J= .014816						
1	11,805	2,601	0,0195	0,000	0,4	76,9	290,8	14,0
2	9,224	1,273	0,0675	0,035	0,9	37,6	231,1	7,3
3	8,104	0,818	0,0935	0,000	2,1	24,2	204,6	2,8
4	7,178	0,487	0,1192	0,000	5,5	14,4	182,3	1,4
5	6,976	0,358	0,1280	0,000	9,9	10,6	177,5	1,4
6	6,877	0,345	0,1305	0,000	16,1	10,2	175,0	1,1
7	7,004	0,240	0,1326	0,002	22,3	7,1	178,1	0,9
8	7,025	0,211	0,1333	0,004	29,3	6,3	178,6	0,7
9	7,329	0,146	0,1305	0,004	36,0	4,3	186,0	0,6
10	7,278	0,160	0,1307	0,002	42,6	4,7	184,8	0,9
11	7,326	0,169	0,1296	0,004	48,8	5,0	185,9	1,0
12	7,260	0,154	0,1314	0,003	55,3	4,6	184,3	0,7
13	7,290	0,164	0,1305	0,012	60,9	4,9	185,0	1,0
14	7,331	0,108	0,1320	0,005	66,5	3,2	186,0	0,9
15	7,312	0,123	0,1317	0,004	72,0	3,6	185,6	0,9
16	7,096	0,172	0,1337	0,003	76,7	5,1	180,4	0,7
17	7,000	0,171	0,1356	0,006	81,5	5,1	178,0	1,0
18	7,046	0,155	0,1353	0,009	84,4	4,6	179,1	0,9
19	6,575	0,244	0,1410	0,016	86,6	7,2	167,7	1,4
20	6,119	0,277	0,1499	0,035	89,0	8,2	156,6	1,4
21	5,854	0,322	0,1544	0,092	90,8	9,5	150,1	1,8
22	5,745	0,365	0,1552	0,081	91,4	10,8	147,4	2,2
23	5,832	0,278	0,1573	0,162	95,8	8,2	149,5	1,0
24	5,897	0,284	0,1552	0,484	100,0	8,4	151,1	1,1
							Age total = 178.6 ± 1.6	

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtCAN9Spot		J= .014816						
1	10,111	0,049	0,0974	0,038	-	1,5	251,8	3,3
2	8,340	0,082	0,1169	0,003	-	2,4	210,2	1,5
3	6,859	0,013	0,1451	0,007	-	0,4	174,6	2,1
4	8,369	0,089	0,1163	0,013	-	2,6	210,9	2,6
5	5,720	0,110	0,1691	0,014	-	3,3	146,8	2,1
6	9,692	0,051	0,1015	0,000	-	1,5	242,1	2,0
7	9,027	0,016	0,1102	0,002	-	0,5	226,5	1,4
8	8,965	0,043	0,1101	0,030	-	1,3	225,0	1,8
9	8,861	0,095	0,1096	0,001	-	2,8	222,6	1,8
10	8,212	0,072	0,1191	0,021	-	2,2	207,1	1,3
11	7,127	0,240	0,1303	0,005	-	7,1	181,1	1,5
12	5,155	0,235	0,1804	0,025	-	7,0	132,8	2,5
13	6,896	0,105	0,1403	0,016	-	3,1	175,5	1,2
14	8,403	0,019	0,1183	0,020	-	0,6	211,7	1,7
15	6,923	0,148	0,1381	0,008	-	4,4	176,2	2,0
16	9,562	0,079	0,1021	0,009	-	2,3	239,0	2,4
17	8,877	0,068	0,1103	0,016	-	2,0	222,9	3,1
18	8,896	0,043	0,1109	0,014	-	1,3	223,4	1,6
19	7,832	0,005	0,1274	0,010	-	0,2	198.1 ± 1.6	1,6
							Age total = 227.6 ± 2.1	

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
fKCAN2		J= .014519						
1	51,107	0,402	0,0172	0,017	0,1	11,9	1001,4	14,9
2	10,956	0,185	0,0862	0,023	1,6	5,5	266,3	2,3
3	1,496	0,051	0,6581	0,027	2,8	1,5	38,8	2,0
4	1,161	0,086	0,8386	0,031	8,6	2,6	30,2	0,6
5	1,075	0,108	0,9001	0,031	13,9	3,2	27,9	0,5
6	1,184	0,010	0,8416	0,039	18,3	0,3	30,7	0,5
7	1,458	0,126	0,6598	0,174	25,4	3,7	37,8	0,3
8	1,333	0,282	0,6872	0,166	29,9	8,3	34,6	0,7
9	1,252	0,305	0,7264	0,070	32,4	9,0	32,5	0,7
10	1,797	0,149	0,5316	0,057	44,5	4,4	46,5	0,3
11	2,339	0,117	0,4125	0,034	63,9	3,5	60,3	0,3
12	2,555	0,142	0,3748	0,019	73,1	4,2	65,7	0,3
13	2,703	0,097	0,3592	0,019	78,2	2,9	69,4	1,4
14	2,778	0,139	0,3450	0,020	85,6	4,1	71,3	0,6
15	2,843	0,142	0,3368	0,022	89,9	4,2	73,0	0,6
16	2,904	0,179	0,3260	0,026	93,8	5,3	74,5	3,0
17	3,313	0,168	0,2868	0,025	96,0	5,0	84,8	1,4
18	3,239	0,204	0,2899	0,030	97,3	6,0	82,9	1,2
19	3,299	0,293	0,2767	0,055	98,7	8,7	84,4	0,8
20	5,007	0,032	0,1976	0,067	99,7	1,0	126,6	2,4
21	3,164	0,292	0,2886	0,089	99,9	8,7	81,0	7,8
							Age total = 60.4 ± 1.7	

B : Tableau de résultats 40Ar/39Ar (SL9 + SL8)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
HbSL9	J= .01165							
1	11,941	0,942	0,0604	4,761	3,0	27,8	235,0	152,8
2	16,579	0,065	0,0591	4,888	5,8	1,9	318,6	8,6
3	16,302	0,108	0,0593	4,771	31,8	3,2	313,7	2,9
4	15,927	-0,031	0,0633	4,632	34,4	-0,9	307,1	16,3
5	15,705	0,050	0,0627	4,483	81,1	1,5	303,2	2,5
6	16,745	0,442	0,0519	5,826	82,0	13,0	321,5	43,9
7	15,699	0,289	0,0582	5,115	89,6	8,5	303,0	5,5
8	12,863	0,748	0,0605	5,397	92,8	22,1	251,9	11,3
9	16,116	0,052	0,0610	6,040	100,0	1,5	310,4	6,4
	Age total = 303.4 ± 5.3							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtSL9	J= .014043							
1	4,709	3,240	0,0089	0,024	0,4	95,7	115,5	35,9
2	6,285	3,027	0,0167	0,088	0,6	89,4	152,6	25,9
3	8,245	2,286	0,0392	0,000	0,9	67,5	197,7	7,5
4	10,669	1,247	0,0591	0,000	1,6	36,8	251,9	6,6
5	11,361	0,621	0,0718	0,000	2,8	18,3	267,1	2,1
6	11,590	0,352	0,0771	0,008	4,3	10,4	272,1	2,0
7	12,218	0,198	0,0770	0,000	6,2	5,8	285,7	1,7
8	11,753	0,173	0,0807	0,006	8,2	5,1	275,6	2,4
9	11,713	0,178	0,0807	0,000	9,9	5,2	274,7	3,7
10	12,175	0,103	0,0796	0,000	12,7	3,0	284,8	1,0
11	12,418	0,084	0,0785	0,002	17,9	2,4	290,0	1,2
12	12,342	0,069	0,0793	0,005	22,1	2,0	288,4	1,5
13	12,176	0,079	0,0802	0,011	26,2	2,3	284,8	2,5
14	12,207	0,079	0,0798	0,000	30,0	2,3	285,4	0,9
15	12,247	0,070	0,0798	0,008	33,4	2,0	286,3	1,4
16	12,531	0,059	0,0783	0,000	36,6	1,7	292,4	1,6
17	12,401	0,039	0,0796	0,000	39,6	1,1	289,6	1,8
18	12,162	0,061	0,0807	0,004	42,6	1,8	284,5	1,7
19	12,280	0,062	0,0798	0,000	45,3	1,8	287,0	1,0
20	12,303	0,057	0,0798	0,002	48,1	1,7	287,5	1,2
21	11,793	0,053	0,0833	0,020	50,7	1,5	276,5	3,8
22	12,105	0,059	0,0811	0,011	53,3	1,7	283,2	2,5
23	12,283	0,038	0,0804	0,003	56,2	1,1	287,1	3,5
24	12,312	0,033	0,0804	0,012	58,6	0,9	287,7	3,1
25	12,389	0,042	0,0796	0,004	61,2	1,2	289,4	3,1
26	12,417	0,052	0,0792	0,011	64,1	1,5	290,0	3,8
27	12,437	0,031	0,0796	0,000	66,8	0,9	290,4	2,3
28	12,057	0,052	0,0815	0,002	69,2	1,5	282,2	2,2
29	12,269	0,029	0,0807	0,000	72,1	0,8	286,8	2,0
30	12,371	0,038	0,0798	0,003	75,0	1,1	289,0	2,1
31	12,334	0,035	0,0802	0,028	77,9	1,0	288,2	1,2
32	12,352	0,032	0,0801	0,023	80,7	0,9	288,6	2,0
33	12,155	0,033	0,0814	0,027	84,0	0,9	284,3	1,5
34	12,306	0,029	0,0805	0,013	87,0	0,8	287,6	1,4
35	12,096	0,045	0,0815	0,029	90,6	1,3	283,1	1,5
36	12,205	0,037	0,0810	0,027	93,9	1,1	285,4	1,6
37	11,902	0,044	0,0829	0,029	97,0	1,3	278,9	1,2
38	12,128	0,036	0,0815	0,126	100,0	1,0	283,8	1,8
	Age total = 283.6 ± 2.5							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtSL8	J= .014043							
1	8,341	2,918	0,0164	0,010	0,4	86,2	199,8	39,2
2	3,887	2,394	0,0752	0,110	6,3	70,7	95,9	6,8
3	3,885	1,307	0,1579	0,015	29,2	38,6	95,8	2,1
4	4,174	0,478	0,2056	0,050	54,2	14,1	102,8	1,6
5	4,257	0,325	0,2122	0,037	74,2	9,6	104,8	1,1
6	4,194	0,361	0,2129	0,088	86,1	10,6	103,3	2,1
7	4,313	0,228	0,2161	0,526	95,2	6,7	106,1	2,2
8	4,810	0,059	0,2042	0,692	98,2	1,7	117,9	3,8
9	4,431	0,122	0,2174	0,974	100,0	3,6	108,9	6,6
	Total age = 102.5 ± 1.3							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtSL8Spot	J= .014049							
1	4,183	1,061	0,1640	0,167	-	31,3	103,0	1,5
2	4,209	0,808	0,1807	0,656	-	23,8	103,6	1,1
3	4,090	1,214	0,1567	0,154	-	35,8	100,8	0,7
4	4,537	1,000	0,1552	0,364	-	29,5	111,5	1,3
5	4,161	1,057	0,1652	0,399	-	31,2	102,5	1,0
	Age total = 103.4 ± .9							

B : Tableau de résultats 40Ar/39Ar (Soulcem)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
SOU1		J= .014049						
1	1,760	0,759	0,4405	0,000	-	22,4	44,1	2,9
2	1,700	1,042	0,4068	0,000	-	30,8	42,6	2,9
3	2,178	0,481	0,3937	0,043	-	14,2	54,4	8,7
4	1,964	0,628	0,4145	0,106	-	18,5	49,1	3,8
5	2,311	0,051	0,4260	0,080	-	1,5	57,7	3,7
6	2,301	0,042	0,4289	0,000	-	1,2	57,4	2,1
7	2,517	0,031	0,3935	0,000	-	0,9	62,7	1,6
8	2,309	0,233	0,4031	0,088	-	6,8	57,6	1,1
9	2,099	0,223	0,4447	0,051	-	6,6	52,4	2,0
10	2,237	0,080	0,4362	0,055	-	2,3	55,8	1,4
11	2,310	0,329	0,3906	0,181	-	9,7	57,6	1,9
12	2,409	0,247	0,3845	0,095	-	7,3	60,1	2,2
13	2,026	0,530	0,4161	0,000	-	15,6	50,6	1,6
14	2,302	0,012	0,4328	0,000	-	0,3	57,4	0,5
15	2,039	0,340	0,4408	0,004	-	10,0	51,0	1,5
16	2,235	0,129	0,4302	0,073	-	3,8	55,8	0,9
17	2,338	0,221	0,3995	0,011	-	6,5	58,3	1,5
18	2,242	0,047	0,4396	0,031	-	1,4	56,0	2,9
19	2,273	0,078	0,4295	0,021	-	2,3	56,7	1,6
20	2,602	0,007	0,3834	0,026	-	0,2	64,8	0,6
21	2,324	0,039	0,4251	0,018	-	1,1	58,0	1,3
22	2,106	0,160	0,4521	0,000	-	4,7	52,6	0,9
23	1,770	0,920	0,4112	0,000	-	27,1	44,3	2,4
24	2,198	0,139	0,4360	0,085	-	4,1	54,9	0,8
25	2,019	0,349	0,4441	0,021	-	10,3	50,5	0,7
26	2,140	0,270	0,4299	0,000	-	7,9	53,4	0,8
27	2,137	0,472	0,4025	0,312	-	13,9	53,4	1,5
28	2,126	0,260	0,4339	0,017	-	7,7	53,1	0,8
29	2,312	0,263	0,3987	0,032	-	7,7	57,7	1,6
30	2,095	0,335	0,4299	0,027	-	9,9	52,3	0,9
31	2,756	0,202	0,3410	0,018	-	5,9	68,5	0,9
32	2,118	0,540	0,3965	0,562	-	15,9	52,9	1,5
33	2,294	0,228	0,4064	0,021	-	6,7	57,2	0,7
34	2,226	0,075	0,4392	0,036	-	2,2	55,6	1,3
35	2,392	0,154	0,3989	0,014	-	4,5	59,6	0,6
36	2,346	0,173	0,4043	0,014	-	5,1	58,5	0,5
37	2,327	0,217	0,4020	0,025	-	6,4	58,0	1,0
38	2,327	0,257	0,3969	0,021	-	7,6	58,0	0,9
39	2,488	0,141	0,3850	0,030	-	4,1	62,0	1,4
40	2,596	0,117	0,3717	0,011	-	3,4	64,6	0,7
41	2,525	0,165	0,3766	0,010	-	4,8	62,9	0,6

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuSOU1		J= .014043						
1	4,618	0,201	0,2036	0,006	0,5	5,9	113,4	35,3
2	2,417	0,924	0,3006	0,097	2,1	27,3	60,2	17,4
3	5,909	0,082	0,1649	0,001	69,7	2,4	143,8	0,7
4	2,492	1,412	0,2337	0,345	71,7	41,7	62,1	13,5
5	4,966	0,729	0,1579	0,018	80,9	21,5	121,6	3,6
6	5,82	0,067	0,1683	0,005	100,0	1,9	141,7	1,3
Age total = 138.3 ± 1.4								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuSOU2		J= .014043						
1	5,590	0,542	0,1500	0,003	0,4	16,0	136,3	12,1
2	8,730	0,277	0,1051	0,000	4,0	8,1	208,7	2,0
3	9,061	0,056	0,1085	0,004	19,3	1,6	216,1	3,3
4	8,567	0,016	0,1161	0,000	52,5	0,4	205,0	0,8
5	8,097	0,020	0,1227	0,000	72,9	0,5	194,3	1,8
6	6,830	0,102	0,1419	0,001	73,9	3,0	165,3	4,1
7	8,593	0,013	0,1159	0,000	99,9	0,3	205,6	1,3
Age total= 204 ± 1.9								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuSOU2Spot		J= .014043						
1	10,056	0,284	0,0910	0,000	-	8,4	238,32	1,27
2	7,648	0,313	0,1186	0,160	-	9,2	184,1	6,7
3	6,512	0,036	0,1518	0,045	-	1,0	157,9	1,8
4	11,648	0,000	0,0858	0,006	-	0,0	273,3	1,7
5	11,015	0,074	0,0886	0,018	-	2,2	259,5	1,6
6	9,259	0,011	0,1076	0,000	-	0,3	220,5	3,1
7	8,080	0,129	0,1190	0,000	-	3,8	193,9	3,3
8	7,652	0,089	0,1272	0,000	-	2,6	184,2	1,8
9	6,634	0,044	0,1487	0,000	-	1,3	160,7	2,0
10	11,261	0,007	0,0885	0,000	-	0,2	264,9	3,2
11	6,673	0,156	0,1429	0,000	-	4,6	161,6	2,1
12	7,642	0,104	0,1268	0,000	-	3,0	183,9	2,3
Age total = 212.1 ± 1.7								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuSOU2Spot		J= .01165						
1	12,361	0,776	0,0623	0,003	-	22,9	242,7	2,7
2	12,574	0,153	0,0759	0,002	-	4,5	246,6	0,9
3	11,753	0,057	0,0836	0,003	-	1,7	231,5	2,4
4	8,322	0,096	0,1167	0,002	-	2,8	167,0	2,3
5	10,208	0,045	0,0965	0,001	-	1,3	202,7	2,2
6	11,931	0,048	0,0826	0,009	-	1,4	234,8	4,2
7	9,580	0,039	0,1031	0,004	-	1,1	190,9	2,7
8	12,295	0,014	0,0809	0,000	-	0,4	241,5	1,9
Age total = 232.9 +/- 1.9								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtSOU2		J= .014043						
1	2,115	2,638	0,1042	0,013	23,7	77,9	52,8	3,4
2	2,355	1,216	0,2719	0,000	42,9	35,9	58,7	1,4
3	2,449	0,917	0,2975	0,014	64,9	27,1	61,0	1,0
4	2,448	0,816	0,3098	0,020	76,1	24,1	61,0	1,8
5	2,586	0,668	0,3102	0,000	88,0	19,7	64,4	1,9
6	2,563	0,770	0,3012	0,000	94,2	22,7	63,8	2,5
7	2,102	1,166	0,3116	0,001	96,5	34,4	52,5	10,4
8	2,548	0,793	0,3003	0,000	99,9	23,4	63,4	4,7
Age total= 58.2 ± 2.3								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtSOU2		J= .01165						
1	19,654	2,161	0,0183	0,074	6,4	63,8	372,0	19,0
2	3,690	2,145	0,0991	0,096	10,6	63,4	75,9	7,5
3	3,644	1,448	0,1569	0,045	15,1	42,8	75,0	5,9
4	4,138	1,642	0,1243	0,036	24,6	48,5	85,0	3,1
5	4,293	0,620	0,1901	0,023	32,4	18,3	88,1	2,3
6	3,586	0,737	0,2180	0,009	40,9	21,8	73,8	2,9
7	3,616	0,427	0,2415	0,023	49,5	12,6	74,5	2,4
8	4,033	0,268	0,2282	0,012	57,7	7,9	82,8	2,7
9	3,895	0,347	0,2303	0,000	67,7	10,2	80,1	2,0
10	3,681	0,560	0,2266	0,007	75,4	16,5	75,8	2,4
11	3,156	0,830	0,2391	0,006	83,1	24,5	65,1	2,4
12	3,779	0,359	0,2364	0,066	93,0	10,6	77,7	2,2
13	4,120	0,044	0,2395	0,080	95,2	1,3	84,6	10,0
14	3,973	0,208	0,2361	0,002	97,9	6,1	81,6	4,9
15	2,339	1,380	0,2530	0,758	98,6	40,8	48,5	27,2
Age total = 97.6 +/- 1.9								

B : Tableau de résultats 40Ar/39Ar (Aston-Hospitalet)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
AS7		J= .014049						
1	1,912	0,702	0,4143	0,001	-	20,7	47,8	2,7
2	2,270	0,128	0,4238	0,013	-	3,7	56,6	0,1
3	2,196	0,257	0,4205	0,008	-	7,6	54,8	0,5
4	4,917	0,435	0,1772	0,017	-	12,8	120,5	0,7
5	2,042	0,546	0,4104	0,082	-	16,1	51,0	1,1
6	4,306	0,876	0,1719	0,007	-	25,9	106,0	0,7
7	3,297	0,963	0,2169	0,005	-	28,4	81,7	0,7
8	2,355	0,185	0,4012	0,038	-	5,4	58,7	1,2
9	2,273	0,087	0,4283	0,000	-	2,5	56,7	0,4
10	2,352	0,102	0,4121	0,045	-	3,0	58,7	0,7
11	2,350	0,071	0,4164	0,018	-	2,1	58,6	0,4
12	2,346	0,108	0,4124	0,004	-	3,2	58,5	0,4
13	2,267	0,611	0,3613	0,041	-	18,0	56,6	0,7
14	2,293	0,259	0,4026	0,021	-	7,6	57,2	0,8
15	2,224	1,779	0,2131	0,070	-	52,5	55,5	2,6
16	4,234	1,745	0,1143	0,132	-	51,5	104,2	2,3
17	3,032	0,479	0,2830	0,041	-	14,1	75,3	0,9
18	3,448	0,747	0,2259	0,113	-	22,0	85,4	4,4
19	3,164	0,534	0,2660	0,049	-	15,7	78,5	0,6
20	4,100	1,152	0,1608	0,074	-	34,0	101,0	1,3
21	4,224	0,589	0,1954	0,007	-	17,4	104,0	0,6
22	2,481	0,018	0,4005	0,037	-	0,5	61,8	0,9
23	2,432	-0,002	0,4112	0,171	-	-0,1	60,6	0,9
24	2,353	0,115	0,4103	0,009	-	3,4	58,7	0,7
25	2,366	0,120	0,4075	0,007	-	3,5	59,0	0,5
26	2,377	0,069	0,4119	0,015	-	2,0	59,3	0,5
27	2,383	0,058	0,4122	0,018	-	1,7	59,4	0,6
28	2,334	0,036	0,4238	0,185	-	1,0	58,2	0,5
29	2,260	0,340	0,3977	0,033	-	10,0	56,4	1,0
30	2,317	0,431	0,3764	0,027	-	12,7	57,8	0,7
31	2,289	0,156	0,4166	0,012	-	4,6	57,1	0,6
32	2,318	0,095	0,4192	0,012	-	2,8	57,8	0,4
33	2,288	0,168	0,4151	0,004	-	4,9	57,1	0,4
34	2,269	0,167	0,4188	0,012	-	4,9	56,6	0,4
35	2,297	0,118	0,4199	0,004	-	3,5	57,3	0,5
36	2,328	0,106	0,4159	0,007	-	3,1	58,1	0,6
37	2,402	0,067	0,4079	0,021	-	1,9	59,9	1,0
38	2,371	0,022	0,4187	0,044	-	0,6	59,1	1,1

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuAS7		J= .014043						
1	1,996	2,399	0,1455	0,004	0,3	70,9	49,9	25,5
2	5,561	0,069	0,1761	0,001	75,7	2,0	135,7	0,3
3	4,082	0,146	0,2343	0,000	79,5	4,3	100,6	3,4
4	3,801	0,274	0,2417	0,000	85,3	8,1	93,8	1,5
5	4,442	0,003	0,2248	0,000	100,0	0,1	109,2	1,0
Age total = 127.7 ± 1.2								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuAS6		J= .014043						
1	24,249	0,695	0,0326	0,121	0,0	20,5	528,7	254,7
2	9,129	0,127	0,1054	0,043	5,9	3,7	217,6	3,8
3	10,141	0,080	0,0961	0,000	23,6	2,3	240,2	3,6
4	9,920	0,225	0,0939	0,000	27,7	6,6	235,3	4,0
5	10,514	0,065	0,0932	0,004	50,5	1,9	248,5	1,4
6	10,200	0,048	0,0965	0,000	91,0	1,4	241,5	1,7
7	9,894	0,007	0,1008	0,016	95,4	0,2	234,7	3,0
8	10,990	0,004	0,0908	0,000	99,9	0,1	258,9	3,2
Age total = 241.8 ± 2.1								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtAS6		J= .014043						
1	1,398	3,005	0,0798	0,059	1,6	88,8	35,1	8,2
2	2,400	1,887	0,1842	0,113	4,5	55,7	59,8	3,0
3	2,825	0,631	0,2879	0,026	14,6	18,6	70,2	1,3
4	2,703	0,386	0,3276	0,027	28,2	11,4	67,2	1,3
5	2,936	0,196	0,3207	0,013	38,7	5,8	72,9	0,8
6	2,850	0,151	0,3351	0,011	51	4,4	70,8	1,0
7	2,897	0,130	0,3317	0,024	63,8	3,8	71,9	0,7
8	2,748	0,215	0,3406	0,024	73,8	6,3	68,3	0,6
9	2,791	0,234	0,3334	0,027	79,9	6,9	69,4	1,6
10	2,789	0,187	0,3386	0,022	84,5	5,5	69,3	1,6
11	2,694	0,238	0,3449	0,002	89,8	7,0	67,0	1,7
12	2,643	0,231	0,3524	0,000	94	6,8	65,8	1,9
13	2,732	0,195	0,3447	0,007	100	5,7	67,9	1,2
Age total = 68.4 ± .9								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtAS6Spot		J= .014043						
1	2,420	2,820	0,0688	0,000	-	83,3	60,3	3,9
2	2,804	0,728	0,2798	0,000	-	21,5	69,7	1,4
3	3,069	0,892	0,2399	0,000	-	26,3	76,1	1,9
4	2,696	1,420	0,2151	0,004	-	41,9	67,1	1,8
5	2,944	1,578	0,1811	0,025	-	46,6	73,1	2,5
6	2,672	1,435	0,2155	0,000	-	42,4	66,5	1,2
7	2,864	1,091	0,2365	0,013	-	32,2	71,2	1,4
8	2,682	1,178	0,2429	0,003	-	34,8	66,7	1,2
9	2,817	0,842	0,2665	0,000	-	24,9	70,0	1,6
10	2,659	1,123	0,2511	0,005	-	33,2	66,2	1,2
11	2,598	0,808	0,2929	0,000	-	23,8	64,7	1,3
Age total = 61.9 ± 1.1								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
MuAS3		J= .01165						
1	12,930	0,183	0,0731	0,015	0,3	5,4	253,2	69,6
2	13,438	0,444	0,0646	0,008	0,9	13,1	262,4	21,2
3	13,551	0,097	0,0716	0,000	5,2	2,8	264,5	3,8
4	14,341	0,020	0,0692	0,000	20,7	0,6	278,7	3,5
5	14,105	0,030	0,0701	0,000	46,9	0,8	274,5	1,7
6	13,845	0,049	0,0710	0,005	54,0	1,4	269,8	2,7
7	14,144	0,005	0,0705	0,022	56,1	0,1	275,2	5,3
8	13,292	0,067	0,0736	0,002	58,9	1,9	259,8	3,3
9	14,138	0,019	0,0703	0,012	64,2	0,5	275,1	3,4
10	14,351	0,038	0,0688	0,003	65,8	1,1	278,9	7,2
11	15,031	0,001	0,0664	0,000	100,0	0,0	291,1	3,2
Age total = 279.6 +/- 2.5								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtAS3		J= .01165						
1	19,275	2,553	0,0127	0,045	0,1	75,4	365,5	105,3
2	12,345	1,574	0,0433	0,027	4,3	46,5	242,4	6,5
3	11,730	1,393	0,0501	0,014	10,5	41,1	231,1	8,8
4	12,239	0,216	0,0763	0,015	19,9	6,3	240,5	4,4
5	11,807	0,082	0,0826	0,002	28,3	2,4	232,5	3,4
6	11,506	0,150	0,0829	0,013	36,8	4,4	227,0	4,4
7	12,184	0,014	0,0817	0,003	43,5	0,4	239,5	5,1
8	12,053	0,214	0,0776	0,037	47,7	6,3	237,1	5,3
9	10,953	0,268	0,0840	0,001	51,6	7,9	216,7	7,9
10	10,395	0,561	0,0802	0,015	56,7	16,5	206,3	5,2
11	10,779	0,245	0,0859	0,029	60,5	7,2	213,4	6,0
12	9,327	0,391	0,0947	0,004	66,0	11,5	186,1	6,7
13	9,624	0,444	0,0902	0,030	70,9	13,1	191,7	4,7
14	9,909	0,434	0,0879	0,053	73,3	12,8	197,1	7,1
15	10,119	0,501	0,0841	0,050	75,0	14,8	201,1	6,9
16	11,018	0,157	0,0864	0,014	100,0	4,6	217,9	2,4
Age total = 221.7 +/- 2.2								

B: Tableau de résultats 40Ar/39Ar (Quérigut)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
QUE4		J= .014049						
1	3,986	0,315	0,2274	0,282	-	9,3	98,3	0,9
2	3,431	0,258	0,2691	0,217	-	7,6	84,9	2,2
3	3,161	0,217	0,2958	0,216	-	6,4	78,4	0,9
4	3,343	0,271	0,2750	0,225	-	8,0	82,8	0,9
5	3,514	0,230	0,2651	0,237	-	6,8	87,0	0,6
6	3,926	0,261	0,2349	0,320	-	7,7	96,9	0,5
7	3,764	0,261	0,2451	0,229	-	7,7	93,0	0,6
8	3,657	0,339	0,2459	0,185	-	10,0	90,4	1,2
9	4,354	0,276	0,2109	0,320	-	8,1	107,1	1,4
10	3,926	0,318	0,2307	0,351	-	9,4	96,9	1,5
11	3,894	0,199	0,2416	0,445	-	5,8	96,1	1,4
12	3,403	0,195	0,2768	0,255	-	5,7	84,3	1,4
13	3,590	0,360	0,2488	0,259	-	10,6	88,8	1,4
14	3,618	0,271	0,2541	0,342	-	8,0	89,5	0,7
15	2,842	0,167	0,3342	0,251	-	4,9	70,6	0,5
16	3,397	0,222	0,2749	0,196	-	6,5	84,1	1,1
17	3,187	0,268	0,2888	0,304	-	7,9	79,0	0,7
18	3,698	0,236	0,2515	0,527	-	6,9	91,4	0,7
19	3,127	0,219	0,2989	0,246	-	6,4	77,6	0,6
20	3,184	0,189	0,2964	0,206	-	5,5	79,0	1,4
21	3,159	0,212	0,2965	0,152	-	6,2	78,3	0,5
22	3,314	0,222	0,2818	0,219	-	6,5	82,1	0,7
23	3,577	0,265	0,2576	0,301	-	7,8	88,5	0,7
24	3,795	0,298	0,2402	0,236	-	8,8	93,7	0,6
25	3,816	0,354	0,2345	0,222	-	10,4	94,2	0,5
26	3,983	0,395	0,2216	0,462	-	11,6	98,2	0,7
27	3,688	0,177	0,2569	0,224	-	5,2	91,1	1,0
28	3,945	0,235	0,2358	0,357	-	6,9	97,3	0,8
29	3,013	0,233	0,3089	0,418	-	6,8	74,8	0,7
30	3,621	0,327	0,2493	0,489	-	9,6	89,5	1,1
31	4,004	0,329	0,2253	0,370	-	9,7	98,8	0,6
32	4,026	0,317	0,2250	0,382	-	9,3	99,3	0,7
33	4,366	0,430	0,1998	0,771	-	12,7	107,4	1,8
34	4,228	0,291	0,2161	0,016	-	8,6	104,1	1,1
35	3,286	0,313	0,2761	0,038	-	9,2	81,4	0,6
36	3,428	0,323	0,2637	0,096	-	9,5	84,9	0,8
37	3,743	0,279	0,2450	0,236	-	8,2	92,5	0,8
38	3,603	0,195	0,2613	0,319	-	5,7	89,1	0,9
39	3,875	0,215	0,2416	0,298	-	6,3	95,6	1,3

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
HbQUE1		J= .01165						
1	16,795	0,642	0,0482	0,642	3,5	18,9	322,4	8,6
2	11,486	0,372	0,0774	0,271	5,6	11,0	226,6	10,0
3	12,285	0,278	0,0745	0,337	7,6	8,2	241,3	8,4
4	12,922	0,224	0,0722	0,206	9,0	6,6	253,0	9,2
5	10,980	0,677	0,0727	0,503	10,6	20,0	217,2	10,4
6	11,349	0,579	0,0730	0,761	11,9	17,1	224,0	11,0
7	16,080	0,047	0,0613	4,983	61,5	1,3	309,8	3,0
8	15,603	0,051	0,0631	4,527	75,8	1,5	301,3	5,1
9	14,687	0,112	0,0657	3,359	82,7	3,3	285,0	4,0
10	15,531	-0,065	0,0656	3,621	86,6	-2,0	300,1	5,7
11	15,407	0,058	0,0637	3,449	91,1	1,7	297,8	6,0
12	14,956	0,072	0,0653	3,704	99,9	2,1	289,8	4,2
							Age total = 298.3 +/- 2.9	

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtQUE1		J= .014816						
1	21,905	2,346	0,0139	0,181	0,5	69,4	507,1	38,0
2	17,240	0,004	0,0579	0,001	1,0	0,1	410,4	9,4
3	12,556	0,100	0,0771	0,024	5,0	3,0	307,8	1,0
4	12,608	0,107	0,0767	0,023	8,9	3,2	309,0	3,5
5	12,577	0,034	0,0787	0,022	12,3	1,0	308,3	1,6
6	12,413	0,021	0,0800	0,016	16,7	0,7	304,6	1,4
7	12,100	0,027	0,0819	0,031	21,1	0,8	297,5	1,3
8	12,194	0,011	0,0817	0,019	25,4	0,3	299,6	1,3
9	11,980	0,035	0,0824	0,021	30,6	1,1	294,8	1,0
10	12,139	0,034	0,0815	0,034	34,9	1,0	298,4	1,2
11	11,943	0,013	0,0833	0,001	39,3	0,4	293,9	1,2
12	11,898	0,012	0,0837	0,000	43,6	0,4	292,9	1,3
13	11,679	0,025	0,0849	0,020	49,2	0,8	287,9	0,8
14	11,730	0,008	0,0850	0,016	54,1	0,3	289,1	1,0
15	11,753	0,007	0,0849	0,013	59,2	0,2	289,6	1,2
16	11,724	0,001	0,0851	0,022	64,2	0,1	289,0	1,2
17	11,722	-0,002	0,0853	0,022	68,9	-0,1	288,9	0,9
18	11,672	-0,003	0,0857	0,022	74,1	-0,1	287,8	1,0
19	11,896	0,013	0,0837	0,036	79,0	0,4	292,9	1,9
20	11,331	0,026	0,0875	0,063	84,5	0,8	280,0	0,9
21	11,482	0,014	0,0867	0,047	89,9	0,4	283,4	1,1
22	11,479	0,025	0,0864	0,075	96,2	0,8	283,4	1,3
23	11,886	0,022	0,0835	0,112	100,0	0,7	292,7	1,3
							Age total = 294.8 ± 2.6	

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtQUE2Spot		J= .014816						
1	51,351	0,726	0,0152	0,088	-	21,5	1020,7	6,7
2	7,193	0,339	0,1250	0,057	-	10,0	182,7	1,6
3	11,085	0,376	0,0801	0,001	-	11,1	274,3	2,1
4	7,220	0,575	0,1149	0,029	-	17,0	183,3	2,9
5	6,901	0,454	0,1254	0,034	-	13,4	175,6	1,0
6	5,711	0,074	0,1712	0,000	-	2,2	146,5	1,6
7	5,171	0,109	0,1870	0,013	-	3,2	133,2	1,1
8	8,018	0,075	0,1219	0,029	-	2,2	202,5	2,0
9	7,091	0,144	0,1349	0,024	-	4,3	180,2	1,8
10	6,689	0,035	0,1479	0,045	-	1,1	170,5	2,3
11	6,250	0,045	0,1578	0,000	-	1,4	159,8	2,1
12	4,576	0,055	0,2149	0,038	-	1,6	118,4	2,3
13	7,233	0,023	0,1372	0,051	-	0,7	183,7	2,6
14	5,245	0,326	0,1722	0,063	-	9,6	135,0	1,1
15	4,062	0,371	0,2191	0,058	-	11,0	105,4	1,7
16	7,040	0,129	0,1365	0,039	-	3,8	179,0	1,1
17	5,977	0,290	0,1529	0,042	-	8,6	153,1	0,8
18	4,159	0,339	0,2163	0,036	-	10,0	107,9	1,1
19	5,271	0,094	0,1843	0,016	-	2,8	135,7	1,9
20	4,978	0,169	0,1907	0,072	-	5,0	128,4	1,5
21	5,001	0,240	0,1857	0,125	-	7,1	129,0	1,0
22	5,843	0,223	0,1597	0,040	-	6,6	149,8	2,7
							Age total = 174.1 ± 1.6	

B: Tableau de résultats 40Ar/39Ar (Le Boulou-Le Perthus)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
PER 1		J= .01165						
1	1,915	0,277	0,4793	0,335	-	8,1	39,8	0,3
2	2,378	0,489	0,3596	0,434	-	14,4	49,3	0,6
3	2,649	0,578	0,3129	0,894	-	17,0	54,8	0,9
4	1,896	0,346	0,4733	0,397	-	10,2	39,4	0,3
5	1,922	0,269	0,4786	0,271	-	7,9	40,0	0,4
6	2,236	0,424	0,3911	0,431	-	12,5	46,4	0,3
7	2,614	-0,022	0,3849	0,271	-	-0,7	54,1	0,6
8	6,312	0,156	0,1509	2,349	-	4,6	128,0	6,1
9	5,302	0,185	0,1782	0,681	-	5,4	108,1	3,3
Age total = 42.2 +/- .4								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
PER2		J= .01165						
1	1,766	0,180	0,5359	0,057	-	5,3	36,7	2,1
2	2,074	0,715	0,3800	1,805	-	21,1	43,1	0,7
3	1,927	0,429	0,4530	0,605	-	12,6	40,1	1,1
4	1,821	0,185	0,5189	0,134	-	5,4	37,9	0,7
5	1,756	0,257	0,5261	0,025	-	7,6	36,5	0,4
6	1,810	0,307	0,5021	0,502	-	9,0	37,7	0,5
7	1,828	0,241	0,5079	0,748	-	7,1	38,0	0,3
8	2,078	0,204	0,4520	0,060	-	6,0	43,2	0,7
9	2,072	0,410	0,4239	0,091	-	12,1	43,0	0,8
10	2,009	0,089	0,4845	0,219	-	2,6	41,7	0,8
11	1,866	0,132	0,5147	0,219	-	3,9	38,8	0,5
12	2,006	0,133	0,4787	0,243	-	3,9	41,7	1,2
Age total = 39.6 +/- .4								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
PER3		J= .01165						
1	1,840	0,135	0,5213	0,014	-	4,0	38,3	0,7
2	1,831	0,245	0,5064	0,000	-	7,2	38,1	0,8
3	1,852	0,241	0,5011	0,019	-	7,1	38,5	0,9
4	1,856	0,105	0,5219	0,023	-	3,1	38,6	0,9
5	1,919	0,216	0,4877	0,097	-	6,3	39,9	0,5
6	1,830	0,020	0,5428	0,011	-	0,6	38,1	0,6
7	1,797	0,855	0,4157	0,018	-	25,2	37,4	0,6
8	1,931	0,021	0,5145	0,003	-	0,6	40,1	0,5
9	1,876	0,102	0,5166	0,008	-	3,0	39,0	0,4
10	1,806	0,158	0,5274	0,048	-	4,6	37,6	0,5
11	1,806	0,182	0,5237	0,126	-	5,3	37,6	0,5
12	1,786	0,318	0,5071	0,015	-	9,4	37,2	0,6
13	1,801	0,357	0,4964	0,052	-	10,5	37,5	0,5
14	1,886	0,252	0,4905	0,080	-	7,4	39,2	0,3
15	1,880	0,147	0,5087	0,046	-	4,3	39,1	0,6
Age total = 38.5 +/- .3								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
PER4		J= .01165						
1	142,538	2,188	0,0024	0,103	0,4	64,6	1765,4	38,4
2	53,798	2,055	0,0073	0,113	1,2	60,7	877,9	21,8
3	17,142	2,054	0,0229	0,033	4,2	60,7	328,5	5,6
4	6,206	1,429	0,0930	0,012	22,1	42,2	125,9	1,7
5	5,175	0,985	0,1368	0,014	36,9	29,1	105,6	0,8
6	4,684	0,813	0,1621	0,013	48,8	24,0	95,9	0,8
7	4,812	0,560	0,1733	0,011	59,8	16,5	98,4	1,1
8	4,650	0,429	0,1877	0,020	68,5	12,7	95,2	0,8
9	4,638	0,420	0,1887	0,026	75,4	12,4	94,9	1,0
10	4,493	0,509	0,1890	0,028	81,0	15,0	92,1	0,9
11	4,333	0,613	0,1889	0,035	87,9	18,1	88,9	0,9
12	4,344	0,699	0,1825	0,062	92,4	20,6	89,1	0,8
13	4,062	0,883	0,1817	0,176	94,5	26,1	83,4	2,8
14	4,701	0,837	0,1600	0,617	100,0	24,7	96,2	1,2
Age total = 128.7 +/- 1.2								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)	
PERS		J= .01165							
1	76,459	2,692	0,0026	0,213	0,4	79,5	1149,2	46,6	
2	12,197	2,424	0,0232	0,131	4,3	71,6	239,7	11,9	
3	8,476	1,895	0,0518	0,038	15,2	56,0	169,9	3,8	
4	7,457	1,086	0,0910	0,026	28,4	32,1	150,3	3,0	
5	6,713	0,705	0,1178	0,034	40,8	20,8	135,9	1,8	
6	6,163	0,494	0,1385	0,030	56,5	14,6	125,1	1,0	
7	6,127	0,366	0,1455	0,035	66,3	10,8	124,4	1,9	
8	5,866	0,392	0,1506	0,043	72,5	11,5	119,3	1,6	
9	5,839	0,262	0,1579	0,043	78,3	7,7	118,7	1,3	
10	5,568	0,332	0,1619	0,066	82,2	9,8	113,4	1,8	
11	5,365	0,378	0,1655	0,117	86,6	11,1	109,4	1,3	
12	5,473	0,385	0,1619	0,132	90,6	11,3	111,5	1,5	
13	5,086	0,681	0,1569	0,170	92,1	20,1	103,9	4,6	
14	5,182	0,568	0,1605	0,484	94,6	16,7	105,8	1,7	
15	5,355	0,835	0,1406	0,578	95,2	24,6	109,2	6,7	
16	5,676	0,585	0,1456	0,452	99,9	17,2	115,5	1,5	
Age total =							141.8 +/- 1.5		

B : Tableau de résultats 40Ar/39Ar (Porté-Puymorens)

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML10		J= .014043						
1	10,357	3,345	0,0009	0,004	0,1	98,8	245,0	145,2
2	7,469	3,298	0,0033	0,196	0,4	97,4	179,9	69,0
3	11,008	2,992	0,0105	0,001	0,9	88,4	259,3	37,1
4	8,217	2,767	0,0221	0,002	1,3	81,7	197,0	16,2
5	7,606	2,238	0,0445	0,005	2,7	66,1	183,1	6,3
6	7,194	1,076	0,0947	0,002	7,6	31,8	173,6	2,0
7	7,095	0,642	0,1141	0,013	14,6	18,9	171,4	1,7
8	6,992	0,524	0,1208	0,003	21,3	15,4	169,0	1,2
9	7,195	0,344	0,1248	0,004	35,9	10,1	173,7	0,9
10	7,875	0,168	0,1206	0,006	48,8	4,9	189,2	0,8
11	7,087	0,242	0,1309	0,000	56,8	7,1	171,2	0,9
12	7,080	0,260	0,1303	0,000	61,1	7,6	171,0	1,1
13	6,684	0,314	0,1356	0,005	66,8	9,2	161,9	1,4
14	6,679	0,248	0,1386	0,020	75,2	7,3	161,7	1,4
15	6,504	0,260	0,1418	0,017	83,8	7,7	157,7	1,9
16	6,684	0,354	0,1339	0,100	88,8	10,4	161,9	1,8
17	7,111	0,336	0,1266	0,142	92,7	9,9	171,7	1,6
18	6,699	0,439	0,1297	0,080	95,8	12,9	162,2	1,8
19	6,881	0,415	0,1274	0,106	97,4	12,2	166,4	2,4
20	7,032	0,331	0,1282	0,049	100,0	9,8	169,9	3,4
	Age total = 170.9 ± 1.6							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML10		J= .014049						
1	11,136	1,262	0,0562	0,070	25,9	37,3	262,3	2,6
2	9,748	0,657	0,0826	6,994	26,8	19,4	231,6	7,8
3	8,657	0,124	0,1112	0,094	65,5	3,6	207,1	1,7
4	8,470	0,098	0,1146	0,022	71,1	2,8	202,8	2,2
5	7,721	0,202	0,1217	0,012	81,2	5,9	185,8	2,4
6	7,645	0,269	0,1203	0,018	88,0	7,9	184,1	1,9
7	6,673	0,387	0,1326	0,027	92,6	11,4	161,7	2,1
8	6,046	0,413	0,1451	0,057	94,9	12,2	147,1	4,1
9	7,179	0,240	0,1293	0,811	96,4	7,1	173,4	4,8
10	7,371	0,393	0,1198	0,319	100,0	11,6	177,8	2,1
	Age total = 212.9 ± 2.0							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML10Spot		J= .014049						
1	18,372	2,268	0,0179	0,090	-	67,0	414,2	22,9
2	14,975	1,491	0,0372	0,087	-	44,0	344,5	20,1
3	13,781	1,510	0,0401	0,044	-	44,6	319,3	12,2
4	16,430	1,665	0,0309	0,046	-	49,2	374,7	13,3
5	18,223	2,023	0,0220	0,020	-	59,7	411,2	12,8
6	7,092	1,917	0,0611	0,037	-	56,6	171,4	7,7
7	5,066	1,371	0,1173	0,073	-	40,5	124,0	15,0
8	13,187	0,679	0,0606	0,038	-	20,0	306,6	7,2
9	11,715	0,036	0,0844	0,100	-	1,0	274,9	8,4
10	9,983	0,244	0,0929	0,925	-	7,2	236,8	6,0
11	4,231	1,954	0,0998	0,026	-	57,7	104,2	10,5
12	3,220	1,236	0,1970	0,018	-	36,5	79,8	5,2
13	6,310	1,013	0,1110	0,029	-	29,9	153,2	5,8
14	10,367	0,335	0,0868	2,151	-	9,9	245,3	6,1
15	5,148	1,570	0,1041	0,018	-	46,3	126,0	4,2
16	11,143	0,393	0,0793	3,810	-	11,6	262,4	10,3
17	7,065	1,530	0,0775	1,043	-	45,2	170,7	4,9
18	5,584	0,981	0,1270	0,709	-	28,9	136,3	3,1
	Total age = 307.5 ± 4.8							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML12		J= .014043						
1	37,345	2,174	0,0095	0,005	2,7	64,2	760,7	32,1
2	10,124	0,485	0,0845	0,000	12,9	14,3	239,8	3,5
3	9,447	0,129	0,1017	0,001	71,5	3,8	224,7	1,4
4	8,793	0,155	0,1084	0,030	88,1	4,5	210,1	1,6
5	9,292	0,021	0,1069	0,159	91,0	0,6	221,3	4,3
6	9,971	0,385	0,0888	0,251	93,3	11,4	236,4	9,5
7	9,090	0,625	0,0895	0,071	100,0	18,4	216,7	4,2
	Age total = 240.8 ± 2.7							

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML12		J= .014049						
1	35,604	2,497	0,0073	1,017	3,5	73,8	731,7	23,9
2	9,163	0,222	0,1018	0,142	71,8	6,5	218,5	1,8
3	8,337	0,158	0,1143	0,024	83,1	4,6	199,8	1,3
4	8,735	0,110	0,1107	0,052	88,3	3,2	208,8	3,2
5	7,881	0,350	0,1137	0,045	94,4	10,3	189,5	2,7
6	8,081	0,201	0,1163	0,116	96,7	5,9	194,0	4,3
7	8,044	0,206	0,1167	0,091	100,0	6,1	193,2	3,1
Age total = 233.5 ± 2.6								

	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar	%Atm	AGE (Ma)	± 1sd (Ma)
BtML12Spot		J= .014049						
1	15,726	0,475	0,0546	0,247	-	14,0	360,1	13,4
2	16,577	0,057	0,0593	3,782	-	1,6	377,7	11,2
3	15,858	0,219	0,0589	1,222	-	6,4	362,9	4,2
4	10,397	0,288	0,0879	0,124	-	8,5	246,0	5,7
5	12,321	0,466	0,0699	0,167	-	13,7	288,0	5,0
6	13,413	0,838	0,0560	0,122	-	24,7	311,5	4,3
7	8,405	0,730	0,0932	0,143	-	21,5	201,4	8,2
8	8,840	0,551	0,0946	0,095	-	16,2	211,2	3,4
9	11,473	0,338	0,0784	0,110	-	9,9	269,6	3,0
10	10,934	0,220	0,0854	0,236	-	6,5	257,8	6,5
11	10,472	-0,001	0,0954	1,145	-	-0,1	247,6	7,4
Age total = 307 ± 2.9								

B : Tableau de résultats 40Ar/39Ar (Feldspaths potassiques)

Température (°C)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁹ Ar (10 ⁻¹⁴ moles)	⁴⁰ Ar released	⁴¹ Ar	⁴² Ar	Age (Ma)	± 1s (Ma)
ML1 K-feldspath J=0.0128										
521	6,988	0,143	0,00024	2,308	3,33	2,37	90,24	6,31	140,0	1,4
524	2,559	0,014	0,00001	1,428	2,81	4,38	83,52	2,14	48,7	0,5
562	2,660	0,013	0,00000	1,646	0,54	4,76	79,50	2,11	48,2	0,8
564	2,721	0,012	0,00000	1,076	0,63	5,21	88,31	2,40	54,6	0,5
599	3,441	0,012	0,00000	0,827	1,00	5,92	92,90	3,20	72,3	0,9
601	4,201	0,013	0,00002	0,907	1,29	6,84	93,62	3,93	88,6	0,7
644	9,005	0,014	0,00030	0,750	2,94	5,94	97,54	8,78	192,2	1,2
701	6,975	0,014	0,00040	0,773	2,94	11,04	96,73	6,75	149,4	0,9
702	6,956	0,013	0,00008	1,020	2,44	12,78	95,67	6,65	147,5	0,8
751	6,835	0,013	0,00010	0,997	2,25	14,39	95,69	6,54	145,1	0,8
751	7,679	0,014	0,00031	1,368	1,98	15,80	94,73	7,28	160,6	0,6
800	8,307	0,014	0,00044	1,130	2,15	17,33	95,98	7,97	175,3	1,3
800	9,313	0,014	0,00029	1,141	2,31	18,98	96,38	8,98	196,2	1,4
700	126,604	0,088	0,00027	390,493	0,61	19,42	8,86	11,21	242,0	2,6
750	45,341	0,036	0,00065	119,261	0,75	19,95	22,62	10,30	223,4	8,8
805	22,924	0,021	0,00011	42,803	1,46	20,99	44,82	10,27	222,9	4,3
858	16,240	0,017	0,00014	18,718	3,56	23,53	65,94	10,71	231,8	3,2
894	15,260	0,016	0,00012	13,660	4,51	26,75	73,55	11,22	242,2	1,8
947	14,849	0,016	0,00013	9,457	6,81	31,61	80,92	11,85	254,9	1,6
1000	15,716	0,016	0,00014	9,211	9,21	33,64	85,00	12,46	264,6	1,4
1052	15,179	0,015	0,00011	4,478	18,65	51,99	91,28	13,86	294,5	2,9
1106	14,483	0,015	0,00008	2,347	33,91	76,19	95,21	13,79	293,2	1,2
1157	15,219	0,015	0,00011	3,612	23,61	93,04	92,99	14,15	300,3	2,9
1214	20,864	0,019	0,00019	28,213	2,75	95,01	99,90	12,50	267,7	3,5
1267	19,163	0,018	0,00014	23,798	3,50	97,50	63,30	12,13	260,4	2,1

Température (°C)	Temps (min)	f	D/r ²	1000/T (K ⁻¹)	-log(D/r ²)	log(r/r ₀)
E= 44058 cal/mol ± 2060 log(Do/r ₀)= 3.29/s ± 0.35						
521	20	2,37	3,69E-07	1,259	6,433	-1,201
524	85	4,38	2,08E-07	1,255	6,681	-1,055
562	20	4,76	2,28E-07	1,198	6,641	-0,800
564	30	5,21	1,96E-07	1,198	6,708	-0,766
599	20	5,92	5,18E-07	1,147	6,286	-0,733
601	30	6,84	5,14E-07	1,144	6,289	-0,719
644	30	9,94	1,45E-06	1,091	5,940	-0,655
701	20	11,04	2,75E-06	1,027	5,561	-0,517
702	30	12,78	1,81E-06	1,026	5,743	-0,421
751	20	14,39	2,85E-06	0,977	5,544	-0,284
751	30	15,90	1,86E-06	0,977	5,731	-0,191
800	20	17,33	3,35E-06	0,934	5,477	-0,099
800	30	18,98	2,61E-06	0,932	5,583	-0,051
700	60	19,42	3,61E-07	1,028	6,442	-0,082
750	30	19,95	9,16E-07	0,978	6,038	-0,042
805	20	20,99	4,79E-06	0,929	5,555	-0,044
858	20	23,53	7,40E-06	0,884	5,131	-0,046
894	20	26,75	1,06E-05	0,857	4,975	0,007
947	20	31,61	1,86E-05	0,820	4,732	0,065
1000	20	33,64	2,84E-05	0,786	4,498	0,107
1052	20	51,99	7,90E-05	0,755	4,102	0,063
1106	20	76,19	2,37E-04	0,725	3,625	-0,034
1157	20	93,04	4,16E-04	0,699	3,381	-0,031
1214	20	95,01	1,12E-04	0,672	3,950	0,282
1267	20	97,50	2,34E-04	0,649	3,631	0,334

Température (°C)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁹ Ar (10 ⁻¹⁴ moles)	⁴⁰ Ar released	⁴¹ Ar	⁴² Ar	Age (Ma)	± 1s (Ma)
CAN12 K-feldspath J=0.01234										
450	80,881	4,161	0,00573	95,632	0,05	0,16	65,10	52,72	904,08	9,90
450	45,341	4,528	0,00001	118,199	0,01	0,18	22,97	10,41	218,09	42,51
500	63,049	3,930	0,00001	61,469	0,01	0,22	71,19	44,88	795,2	14,2
500	23,407	4,845	0,00002	50,043	0,01	0,24	36,82	8,62	182,3	25,1
550	85,794	3,466	0,00001	24,638	0,01	0,28	91,51	78,51	188,2	13,1
550	7,246	5,878	0,00002	16,889	0,01	0,30	31,12	4,30	2,26	8,6
600	37,356	3,009	0,00001	34,314	0,01	0,33	72,86	27,22	522,4	26,3
600	121,492	7,682	0,00004	0,038	0,00	0,34	99,99	0,00	0,0	0,0
650	96,253	1,925	0,00001	6,478	0,02	0,42	98,01	94,34	1392,8	6,0
650	106,428	3,756	0,00003	0,000	0,00	0,43	99,99	0,00	0,0	0,0
700	34,028	1,056	0,00000	0,005	0,03	0,52	100,00	34,03	632,5	10,3
700	16,679	0,730	0,00000	0,004	0,03	0,63	99,99	0,00	0,0	0,0
750	43,608	0,405	0,00000	1,694	0,09	0,93	98,85	43,11	769,5	5,9
750	7,479	0,244	0,00000	0,000	0,00	1,22	99,99	0,00	0,0	0,0
800	16,126	0,165	0,00000	0,001	0,17	1,76	100,00	16,13	327,4	1,7
800	0,631	0,091	0,00000	0,001	0,20	2,41	99,97	0,63	14,0	0,1
700	26,720	0,068	0,00000	0,003	0,04	2,55	100,00	0,00	0,0	0,0
750	18,028	0,060	0,00000	0,003	0,04	2,67	99,99	0,00	0,0	0,0
800	5,418	0,050	0,00000	0,001	0,14	3,12	100,00	0,00	0,0	0,0
850	7,910	0,050	0,00000	0,000	0,27	3,98	100,00	7,91	168,0	1,1
900	11,588	0,042	0,00000	0,721	0,68	6,17	98,16	11,37	237,0	2,7
1000	2,161	0,015	0,00006	1,54	1,24	97,32	2,10	46,2	0,7	0,2
1050	1,754	0,013	0,00000	0,032	1,75	16,79	99,46	1,74	38,4	0,1
1100	1,282	0,013	0,00019	0,124	1,76	22,46	97,14	1,25	27,5	0,2
1150	1,897	0,014	0,00031	0,232	2,04	29,05	96,39	1,83	40,3	0,2
1200	1,991	0,013	0,00000	0,156	2,15	36,00	97,66	1,95	42,6	0,5
1250	2,385	0,014	0,00056	0,255	1,79	41,77	96,64	2,31	50,7	0,3
1400	8,150	0,018	0,00181	0,803	3,86	54,23	97,09	7,91	168,1	2,1
1400	9,930	0,019	0,00152	0,878	5,72	72,70	97,39	9,67	203,4	1,2
1400	16,234	0,020	0,00292	0,561	2,74	100,00	98,99	16,19	328,6	50,2

Température (°C)	Temps (min)	f	D/r ²	1000/T (K ⁻¹)	-log(D/r ²)	log(r/r ₀)
E=43367 cal/mol ± 3793 log(Do/r ₀)= 5.77/s ± 1.09						
400	20	0,22	3,1602E-09	1,486	8,500	0,094
400	30	0,42	5,4641E-09	1,486	8,262	-0,023
450	20	1,08	6,4386E-08	1,383	7,191	-0,074
450	30	1,75	8,2885E-08	1,383	7,083	-0,128
500	20	3,10	4,3076E-07	1,294	6,366	-0,063
500	30	3,68	4,7984E-07	1,294	6,468	-0,086
550	20	7,69	2,5236E-06	1,215	5,598	-0,074
550	30	10,09	1,8576E-06	1,215	5,731	-0,008
600	20	13,22	4,7814E-06	1,149	5,320	0,117
600	30	14,85	1,9997E-06	1,145	5,699	0,306
650	20	16,57	3,5271E-06	1,083	5,453	0,477
650	30	17,65	1,6069E-06	1,083	5,794	0,647
700	20	19,03	3,2294E-06	1,028	5,478	0,753
700	30	20,91	1,6643E-06	1,028	5,779	0,904
750	20	21,49	4,0105E-06	0,978	5,397	0,951
800	20	23,65	6,384E-06	0,932	5,195	1,066
800	30	25,20	3,3065E-06	0,932	5,481	1,208
850	20	28,84	1,2842E-05	0,884	4,832	1,447
700	120	28,98	7,3855E-08	1,028	7,132	1,580
750	30	29,15	4,3008E-07	0,978	6,366	1,435
800	30	29,70	1,4144E-06	0,932	5,849	1,393
850	30	30,74	2,7008E-06	0,890	5,564	1,447
900	20	34,58	1,64E-05	0,836	4,785	1,315
950	20	37,52	1,3998E-05	0,818	4,857	1,438
1000	20	42,32	2,5077E-05	0,786	4,601	1,462
1050	20	46,79	3,6551E-05	0,756	4,414	1,509
1100	20	59,93	7,9266E-05	0,728	4,101	1,483
1100	30	66,42	6,2633E-05	0,728	4,203	1,535
1100	132	81,46	3,0388E-05	0,728	4,517	1,692
1200	30	94,54	0,00027518	0,679	3,560	1,447
1300	30	99,87	0,0004954	0,636	3,071	1,407

Température (°C)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁹ Ar (10 ⁻¹⁴ moles)	⁴⁰ Ar released	⁴¹ Ar	⁴² Ar	Age (Ma)	± 1s (Ma)
SL9 K-feldspath J=0.0128										
521	3,502	0,028	0,00038	1,454	2,64	3,43	87,73	3,07	69,6	1,1
522	2,346	0,013	0,00070	2,457	1,06	4,81	69,06	1,62	37,0	0,6
561	1,967	0,015	0,00089	1,085	0,58	5,57	83,69	1,65	37,6	0,3
559	1,860	0,012	0,00010	0,000	0,64	6,40	100,00	1,86	42,4	0,2
604	2,105	0,012	0,00004	0,000	0,54	7,61	100,00	2,10	48,0	0,4
604	2,538	0,013	0,00006	0,000	1,12	9,07	100,00	2,54	57,7	0,9
648	3,640	0,013	0,00022	0,004	1,59	11,14				

Température (°C)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁹ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar (10 ⁻³)	³⁶ Ar (10 ⁻¹⁶ moles) released	⁴⁰ Ar* % ³⁹ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar*	Age (Ma)	± 1σ (Ma)	
ALB6 K-feldspath J=0.0128										
450	290,860	1,011	0,00721	100,852	0,09	0,08	89,75	261,06	2598,2	14,0
450	84,965	0,732	0,00000	107,078	0,06	0,14	62,76	53,32	912,2	14,7
500	44,653	0,730	0,01725	66,928	0,03	0,16	55,71	24,88	483,0	12,5
500	42,949	0,672	0,00000	51,037	0,03	0,19	64,89	27,87	533,2	11,2
550	40,064	0,660	0,00001	34,587	0,02	0,21	74,49	29,84	565,7	7,3
550	32,201	0,531	0,00001	36,256	0,02	0,23	66,48	21,41	422,9	8,7
600	37,850	0,432	0,00001	19,704	0,02	0,25	84,62	32,03	600,9	11,2
600	34,242	0,372	0,00001	22,932	0,02	0,27	80,21	27,47	526,5	10,4
650	56,386	0,276	0,00000	12,924	0,03	0,30	93,23	52,57	902,0	12,3
650	26,579	0,162	0,00000	11,215	0,04	0,33	87,53	23,26	455,3	5,9
700	35,364	0,114	0,00000	7,136	0,05	0,38	94,04	33,26	620,3	9,6
700	15,921	0,069	0,00000	6,463	0,07	0,43	88,01	14,01	287,7	4,2
750	19,697	0,049	0,00000	3,990	0,09	0,53	94,01	18,52	371,3	3,4
750	6,779	0,027	0,00000	2,737	0,13	0,65	88,07	5,97	128,3	3,7
800	8,650	0,025	0,00000	3,830	0,16	0,79	86,92	7,52	160,1	2,0
800	3,843	0,015	0,00000	2,293	0,25	1,02	82,37	3,17	69,1	1,6
750	14,180	0,000	0,00000	2,668	0,05	1,07	94,44	0,00	0,0	0,0
800	4,956	0,006	0,00000	2,070	0,16	1,21	87,65	0,00	0,0	0,0
850	2,611	0,013	0,00000	1,405	0,28	1,46	84,10	2,20	48,2	1,2
900	4,519	0,013	0,00000	0,967	0,71	2,11	93,67	4,23	91,9	1,1
950	3,669	0,013	0,00053	0,834	1,22	3,21	93,28	3,42	74,6	1,0
1000	2,588	0,012	0,00023	0,431	2,52	5,50	95,08	2,46	54,0	0,5
1050	1,979	0,012	0,00044	0,377	4,76	9,82	94,37	1,87	41,1	0,3
1100	1,821	0,012	0,00031	0,257	7,35	16,48	95,82	1,74	38,4	0,2
1150	1,704	0,012	0,00032	0,245	8,60	24,29	95,75	1,63	36,0	0,6
1200	1,770	0,012	0,00042	0,264	9,58	32,99	95,60	1,69	37,3	0,2
1250	2,269	0,012	0,00062	0,244	14,68	46,33	96,83	2,20	48,3	0,2
1400	3,001	0,012	0,00095	0,222	34,68	77,84	97,81	2,94	64,2	0,2
1400	3,894	0,013	0,00189	0,507	16,09	92,45	96,16	3,74	81,5	0,3
1400	7,373	0,014	0,00370	0,938	8,31	100,00	96,24	7,10	151,4	0,8

Température (°C)	Temps (min)	f	D/r ²	1000/T (K ⁻¹)	-log(D/r ²)	log(r/r ₀)
E= 60872.23 cal/mol +- 1235.59 log(D ₀ /r ₀)= 4.61/s +- .2						
450	20	0,08	4,65E-10	1,383	9,333	-2,228
450	30	0,14	5,11E-10	1,382	9,292	-2,249
500	20	0,16	5,09E-10	1,294	9,293	-1,653
500	30	0,19	3,78E-10	1,294	9,422	-1,589
550	20	0,21	4,94E-10	1,215	9,306	-1,124
550	30	0,23	3,75E-10	1,215	9,426	-1,064
600	20	0,25	6,63E-10	1,145	9,178	-0,723
600	30	0,27	4,47E-10	1,145	9,349	-0,640
650	20	0,30	1,02E-09	1,083	8,992	-0,406
650	30	0,33	9,50E-10	1,083	9,022	-0,391
700	20	0,38	2,16E-09	1,028	8,665	-0,199
700	30	0,44	2,31E-09	1,028	8,636	-0,212
750	20	0,53	5,42E-09	0,978	8,266	-0,064
750	30	0,65	6,08E-09	0,978	8,216	-0,089
800	20	0,79	1,40E-08	0,932	7,854	0,033
800	30	1,02	1,79E-08	0,932	7,746	-0,021
750	30	1,07	4,10E-09	0,978	8,387	-0,004
800	20	1,21	1,42E-08	0,932	7,648	0,030
850	20	1,46	4,46E-08	0,890	7,311	0,057
900	20	2,11	1,50E-07	0,853	6,824	0,046
950	20	3,21	3,84E-07	0,818	6,415	0,074
1000	20	5,50	1,30E-06	0,786	5,885	0,022
1050	20	9,82	4,33E-06	0,756	5,363	-0,042
1100	20	16,48	1,465E-05	0,728	4,941	-0,070
1150	20	24,29	2,039E-05	0,703	4,681	-0,029
1200	20	32,99	3,262E-05	0,679	4,487	0,032
1250	20	46,33	6,922E-05	0,657	4,160	0,017
1400	20	77,84	0,00029752	0,598	3,526	0,092
1400	40	92,45	0,00018191	0,598	3,740	0,199

Température (°C)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁹ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar (10 ⁻³)	³⁶ Ar (10 ⁻¹⁶ moles) released	⁴⁰ Ar* % ³⁹ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar*	Age (Ma)	± 1σ (Ma)	
ALB4 K-feldspath J=0.0128										
519	1,904	0,025	0,00164	2,115	0,28	16,05	67,18	1,28	29,3	1,1
519	2,184	0,020	0,00000	1,192	0,08	20,56	83,67	1,83	41,8	1,3
558	3,754	0,031	0,00078	7,998	0,07	24,48	97,85	1,39	31,8	1,7
558	2,405	0,031	0,00000	0,002	0,07	28,57	99,98	2,40	57,7	0,6
607	3,894	0,041	0,00041	1,556	0,08	32,88	88,19	3,43	74,6	1,4
607	4,268	0,045	0,00000	0,001	0,16	41,88	99,99	4,27	99,9	0,5
649	4,770	0,042	0,00011	0,806	0,02	80,89	95,01	101,7	1,7	
649	4,409	0,039	0,00030	0,001	0,13	59,45	99,99	4,41	99,0	2,4
697	3,715	0,038	0,00074	0,310	0,09	64,35	97,54	3,62	81,8	2,8
697	3,321	0,031	0,00033	0,003	0,05	67,24	99,98	3,32	75,1	1,1
750	3,755	0,031	0,00060	0,245	0,05	70,25	95,75	3,60	81,3	0,6
750	3,767	0,027	0,00101	0,003	0,05	73,00	99,98	3,77	84,9	1,3
802	4,050	0,026	0,00076	1,835	0,06	76,63	86,61	3,51	79,2	0,5
802	2,860	0,012	0,00000	0,002	0,05	79,71	99,98	2,86	64,9	0,7
850	3,036	0,015	0,00001	0,006	0,02	80,89	99,49	0,25	8,2	1,1
802	2,359	0,018	0,00229	0,004	0,03	82,81	99,96	2,36	53,6	0,8
858	2,901	0,016	0,00057	0,002	0,05	85,95	99,98	2,90	65,8	1,2
902	2,293	0,023	0,00372	0,004	0,03	87,87	99,96	2,29	52,2	0,5
960	4,288	0,040	0,01309	0,013	0,01	88,43	99,93	4,29	96,3	7,4
1010	13,087	0,102	0,02908	8,487	0,01	88,71	80,85	10,58	229,2	14,0
1056	21,586	0,060	0,02094	24,027	0,01	89,00	67,11	14,49	306,9	24,2
1100	20,083	0,031	0,00936	45,282	0,01	89,71	33,37	6,70	148,5	14,3
1152	13,022	0,006	0,00000	29,435	0,03	91,38	33,20	4,32	97,2	11,5
1202	13,646	0,011	0,00000	32,002	0,04	93,95	30,71	4,19	94,3	5,0
1250	7,273	0,016	0,00007	16,023	0,09	99,41	34,90	2,54	57,7	3,1
1411	64,868	0,007	0,00001	208,137	0,01	100,00	5,18	3,36	76,0	34,1

Température (°C)	Temps (min)	f	D/r ²	1000/T (K ⁻¹)	-log(D/r ²)	log(r/r ₀)
519	20	16,05	1,689E-05	1,263	4,773	2,853
519	30	20,56	7,20E-06	1,263	5,142	3,037
558	20	24,48	1,367E-05	1,203	4,681	-0,226
558	30	28,57	9,456E-06	1,203	5,024	3,270
607	20	32,88	1,733E-05	1,136	4,761	3,467
607	30	41,88	2,937E-05	1,136	4,532	3,353
649	20	51,72	6,022E-05	1,085	4,320	3,661
649	30	59,45	3,749E-05	1,085	4,426	3,554
697	20	64,35	4,6149E-05	1,031	4,336	3,773
697	30	67,24	1,9035E-05	1,031	4,720	3,965
750	20	70,25	3,039E-05	0,978	4,473	4,104
750	30	73,00	2,1116E-05	0,978	4,673	4,205
802	20	76,63	4,8996E-05	0,930	4,313	4,256
802	30	79,71	3,1802E-05	0,930	4,498	4,349
850	20	80,89	9,12E-06	0,977	5,091	4,418
802	30	82,81	2,386E-05	0,930	4,622	4,411
858	20	85,95	6,8025E-05	0,884	4,167	4,410
902	20	87,87	4,9743E-05	0,851	4,303	4,641
960	20	88,43	1,5801E-05	0,811	4,001	5,087
1010	20	88,71	8,26E-06	0,779	5,083	5,383
1056	20	89,00	8,95E-06	0,752	5,048	5,499
1100	20	89,71	2,2512E-05	0,723	4,648	5,443
1152	20	91,38	5,9718E-05	0,702	4,224	5,336
1202	20	93,95	0,00011972	0,678	3,922	5,301
1250	20	99,41	0,00078638	0,657	3,104	4,998

Température (°C)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁹ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar (10 ⁻³)	³⁶ Ar (10 ⁻¹⁶ moles) released	⁴⁰ Ar* % ³⁹ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar*	Age (Ma)	± 1σ (Ma)	
AS5 K-feldspath J=0.01234										
450	254,548	2,000	0,01455	101,462	0,05	0,10	88,22	224,57	2394,7	29,0
450	188,265	2,509	0,00001	221,733	0,01	0,13	65,20	122,74	1663,6	42,5
500	21,242	0,411	0,03187	35,249	0,06	0,26	50,97	10,83	226,3	99,9
550	42,275	3,300	0,01840	142,855	0,00	0,15	0,06	1,4	72,1	3,91
550	15,912	15,912	0,0014	681,572	0,00	0,27	-	-	-	-
600	-	-	0,99833	-	0,00	0,27	-	-	-	-
600	-	-	0,99833	-	0,00	0,27	-	-	-	-
650	145,869	10,163	0,00007	293,097	0,00	0,27	40,62	59,26	990,2	127,2
650	-	-	0,99833	-	0,00</					

C : Tableau de résultats Traces de fission

Echantillon	Alt (m)	nb. de grains	Densité de traces dans le dosimètre x 10E4 cm-2 (cont.)	Densité de traces spontanée x 10E4 cm-2 (cont.)	Densité de traces induites x 10E4 cm-2 (cont.)	U Conc. (ppm)	P(X ²) %	Var %	Age Central Ma ± 2 sigma	Longueur moyenne des traces confinées microns ± 2 sigma (cont.)	Std. (microns)
ML1	1400	21	122.8 (5413)	41.49 (229)	256 (1413)	26,1	42,2	6,2	32,3 ± 2,4	12,42 ± 0,18 (100)	1,84
ML2	1700	18	116,1 (5413)	52,91 (446)	272,5 (2297)	29,3	51,9	4,1	36,4 ± 2,0	13,58 ± 0,16 (84)	1,47
ML3	2030	18	113,7 (5413)	43,05 (282)	237,4 (1555)	26,1	76,3	0,4	33,3 ± 2,2	13,43 ± 0,17 (59)	1,34
ML6	2320	22	107,1 (5413)	39,8 (242)	199,3 (1212)	23,3	69,5	0,4	34,6 ± 2,5	13,21 ± 0,18 (69)	1,5
Can12	970	24	107,8 (5240)	19,06 (138)	153,7 (1113)	17,8	97,9	0,1	21,6 ± 2,0	13,45 ± 0,37 (22)	1,76
Can2	1450	17	105 (5413)	18,82 (128)	140,7 (957)	16,8	66,8	9,8	22,6 ± 2,2	-	-
Can8	2050	23	118 (5240)	46,58 (777)	354,3 (5909)	37,5	38,8	1,3	25,1 ± 1,0	13,24 ± 0,3 (26)	1,55
Can7	2350	11	93,7 (5413)	104 (465)	600 (2682)	80	92,3	0	26,3 ± 1,4	13,63 ± 0,22 (60)	1,72
Can5	2750	10	98,2 (3658)	33,97 (71)	197,6 (413)	25,2	95,5	0	27,3 ± 3,5	12,38 ± 0,35 (30)	1,9
Can4	2784	20	102,7 (5413)	15,32 (99)	97,37 (629)	11,9	99,9	0	26,1 ± 2,8	12,76 ± 0,29 (69)	2,42
Esc1	100	24	101,8 (5240)	36,04 (284)	336,3 (2650)	41,3	68,8	6,6	17,7 ± 1,2	12,57 ± 0,22 (68)	1,88
SL9	850	26	99,3 (5182)	13,99 (203)	71,81 (1042)	9	94,2	0,2	31,3 ± 2,4	-	-
Alb5	150	14	98 (5182)	37,9 (246)	321,1 (2084)	41	25,7	12,2	18,8 ± 1,5	14,22 ± 0,47 (11)	1,56
Alb7	920	20	97,3 (5182)	7,57 (80)	60,98 (644)	7,8	100	0	19,6 ± 2,3	13,74 ± 0,34 (12)	1,18

D : Tableau de résultats (U-Th)/He

Echantillons	Altitude (m)	4He mol/g	U ppm	Th ppm	Th/U	Ages (Ma)	Ft	Ages corrigés (Ma)	±
ML1a	1400	2,6E-09	17	19	1,1	22,6	0,76	29,8	1,5
ML1b		4,2E-09	25	37	1,5	22,6	0,76	29,7	1,5
ML2b	1700	6,0E-09	27	30	1,1	32,5	0,81	40,0	2,0
ML3b	2030	5,6E-09	22	23	1,0	37,5	0,77	48,7	2,4
ML3c		6,1E-09	22	38	1,7	36,2	0,76	47,4	2,4
ML6a	2320	4,2E-09	23	17	0,7	29,2	0,81	36,1	1,8
ML6b		6,2E-09	26	26	1,0	35,7	0,84	42,5	2,1
Can12a	970	2,8E-09	24	47	1,9	14,6	0,82	17,8	0,9
Can12b		4,6E-09	25	114	4,5	16,3	0,82	19,9	1,0
Can2a	1450	2,6E-09	18	38	2,2	17,5	0,80	21,8	1,1
Can9a	1850	4,4E-09	24	63	2,6	20,7	0,83	25,0	1,2
Can8a	2050	4,7E-09	32	64	2,0	18,2	0,80	22,7	1,1
Can8b		7,3E-09	39	126	3,2	19,4	0,84	23,0	1,2
Can4a	2784	1,3E-09	7	11	1,6	25,2	0,71	35,5	1,8
Can4c		2,0E-09	11	27	2,4	20,7	0,61	34,2	1,7
Can4d		2,6E-09	15	31	2,0	21,0	0,61	34,5	1,7
Esc1a	100	4,1E-09	30	40	1,3	19,1	0,80	23,9	1,2
ESC1b		7,2E-09	37	115	3,1	20,8	0,85	24,5	1,2
ESC1c		6,7E-09	33	120	3,7	20,1	0,85	23,6	1,2
Alb5a	150	2,6E-09	47	12	0,2	9,4	0,86	11,0	0,5
Alb5b		3,5E-09	54	25	0,5	10,7	0,89	12,0	0,6
Alb7a	920	1,1E-09	9	9	1,0	18,4	0,82	22,5	1,1
Alb7b		1,2E-09	8	11	1,3	19,8	0,86	23,1	1,2
SL9b	850	1,49E-09	12	18	1,5	17,3	0,81	21,4	1,1
SL9c		1,74E-09	10	17	1,7	23,4	0,81	29,0	1,4

E : Tableau de résultats, Analyse Chimique

Micas Blancs

	SOULCEM																				SOU1	SOU1
	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2	SOU2		
SiO2	45,72	46,66	45,85	46,63	45,19	45,35	45,81	45,55	46,03	45,14	45,78	45,19	45,64	45,45	45,19	47,58	47,26	45,07	44,3	45,12	45,03	
TiO2	0,05	0,08	0,06	0,05	0,03	0,03	0,04	0,06	0,06	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,07	0,03	0	0,03	0,05	0,05	0,05	
Al2O3	36,65	33,89	35,44	34,86	36,79	36,17	37,44	36,96	35,69	36,76	36,58	36,39	35,52	36,86	36,52	30,04	35,14	36,33	35,97	36,79	36,54	
Cr2O3	0	0	0,02	0,01	0,02	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0,01	0	0	
MgO	0,31	0,73	0,3	0,25	0,23	0,35	0,3	0,35	0,46	0,28	0,33	0,29	0,38	0,29	0,28	0,96	0,35	0,34	0,35	0,34	0,35	
FeO	1,58	2,66	1,56	2,09	1,43	1,75	1,41	1,47	1,66	1,34	1,59	1,5	1,73	1,45	1,54	5,39	2,01	1,51	1,63	1,36	1,38	
MnO	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0	0	0,02	0	0	0,02	0	0,01	0	0,06	0	0,01	0,01	0,01	0,01	
CaO	0	0	0,01	0,03	0	0,01	0	0,01	0	0	0,02	0	0,01	0,01	0	0,2	0,03	0	0	0	0	
Na2O	0,28	0,17	0,28	0,19	0,38	0,3	0,51	0,42	0,54	0,53	0,33	0,4	0,28	0,39	0,34	0,13	0,2	0,47	0,27	0,46	0,38	
K2O	10,68	10,68	10,06	10,09	10,67	10,73	10,6	10,61	10,69	10,75	10,82	10,93	10,95	10,48	10,62	10,58	10,56	10,71	11,02	10,56	10,92	
H2O	4,5	4,46	4,44	4,46	4,47	4,46	4,54	4,51	4,49	4,47	4,5	4,46	4,45	4,49	4,46	4,4	4,51	4,45	4,4	4,47	4,46	
Sum	99,77	99,34	98,02	98,67	99,21	99,15	100,7	99,93	99,65	99,33	99,98	99,23	99,87	99,47	99,03	99,37	100,05	98,93	98,4	99,15	99,11	
Si	3,045	3,136	3,095	3,132	3,027	3,045	3,022	3,028	3,074	3,023	3,046	3,034	3,073	3,033	3,034	3,243	3,135	3,032	3,018	3,023	3,025	
Ti	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,003	0,001	0	0,002	0,002	0,003	0,002	
Al	2,877	2,685	2,82	2,76	2,905	2,862	2,911	2,896	2,81	2,902	2,869	2,879	2,818	2,899	2,889	2,413	2,748	2,881	2,888	2,906	2,893	
Cr	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	
Mg	0,03	0,073	0,03	0,025	0,023	0,036	0,03	0,034	0,046	0,028	0,033	0,03	0,038	0,029	0,028	0,097	0,034	0,034	0,036	0,033	0,035	
Fe2	0,088	0,15	0,088	0,117	0,08	0,098	0,078	0,081	0,093	0,075	0,089	0,084	0,097	0,081	0,086	0,307	0,111	0,085	0,093	0,076	0,078	
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	
Ca	0	0	0,001	0,002	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0,015	0,002	0	0	0	0	
Na	0,036	0,023	0,037	0,025	0,049	0,039	0,065	0,054	0,07	0,069	0,043	0,051	0,036	0,051	0,044	0,018	0,026	0,062	0,035	0,059	0,049	
K	0,907	0,915	0,867	0,864	0,912	0,919	0,892	0,9	0,911	0,918	0,918	0,936	0,94	0,892	0,909	0,92	0,894	0,92	0,957	0,903	0,936	
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Sum	8,986	8,987	8,943	8,93	8,999	9,001	9	8,997	9,008	9,017	8,999	9,018	9,005	8,988	8,995	9,018	8,95	9,016	9,031	9,003	9,019	
XNa	0,038	0,024	0,041	0,028	0,051	0,041	0,068	0,056	0,071	0,07	0,045	0,052	0,037	0,054	0,047	0,019	0,028	0,063	0,036	0,062	0,05	

ASTON

	ASTON														BOULOU-PERTHUS							
	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	AS7	PER3	PER3	PER3	PER3	PER3	PER3	PER3	
SiO2	47,29	47,21	47,69	45,26	47,89	47,3	48,18	45,65	48,77	45,47	48,88	47,62	47,54	48,85	46,96	47,8	48,31	47,16	48,33	47,64	48,52	47,51
TiO2	0,38	0,37	0,55	0,5	0,54	0,54	0,57	0,59	0,56	0,77	0,57	0,43	0,57	0,54	0,2	0,3	0,28	0,2	0,19	0,17	0,16	0,16
Al2O3	33,75	33,84	32,79	31,84	33,54	32,56	33,45	31,2	33,72	36,66	32,75	34,29	32,23	33,08	29,83	29,92	30,43	29,75	30,21	30,79	30,65	29,54
Cr2O3	0,01	0	0,01	0	0,02	0,01	0,02	0,02	0	0,06	0,01	0,02	0,01	0	0,01	0,03	0,06	0	0,01	0	0	0
MgO	1,8	1,7	2,19	4,18	2,15	1,93	2,01	2,07	2,14	0,57	2,15	1,71	2,38	2,15	1,86	1,98	1,92	2,09	1,96	1,84	1,94	1,98
FeO	0,57	0,47	0,56	1,88	0,81	0,56	0,55	0,58	0,55	0,72	0,54	0,52	0,59	0,58	3,77	3,59	3,36	3,38	3,5	3,63	3,28	3,78
MnO	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0	0,03	0,03	0,03
CaO	0	0	0,01	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0,04	0,01	0,08	0	0,01	0
Na2O	0,37	0,41	0,37	0,32	0,35	0,37	0,36	0,39	0,37	0,43	0,32	0,35	0,38	0,34	0,1	0,13	0,13	0,1	0,17	0,16	0,18	0,14
K2O	10,94	10,69	10,7	9	10,75	10,93	10,82	10,72	10,84	10,61	10,77	10,9	10,83	10,89	10,98	11,07	10,69	11,08	11,08	10,84	11,05	11,16
H2O	4,5	4,49	4,5	4,4	4,55	4,46	4,55	4,31	4,6	4,51	4,56	4,54	4,47	4,57	4,36	4,42	4,45	4,37	4,45	4,43	4,48	4,38
Sum	99,61	99,19	99,37	97,41	100,6	98,66	100,5	95,54	101,58	99,8	100,56	100,39	99,02	101,02	98,1	99,26	99,67	98,15	99,98	99,53	100,29	98,66
Si	3,146	3,148	3,177	3,084	3,155	3,179	3,172	3,175	3,175	3,02	3,212	3,14	3,184	3,199	3,228	3,243	3,249	3,235	3,251	3,218	3,247	3,249
Ti	0,019	0,019	0,028	0,026	0,027	0,027	0,028	0,031	0,028	0,039	0,028	0,021	0,029	0,027	0,011	0,015	0,014	0,01	0,01	0,009	0,008	0,008
Al	2,647	2,659	2,575	2,557	2,604	2,579	2,595	2,557	2,588	2,87	2,537	2,665	2,544	2,553	2,416	2,393	2,412	2,406	2,395	2,452	2,418	2,381
Cr	0,001	0	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,003	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0,003	0	0	0	0	0
Mg	0,178	0,169	0,217	0,425	0,211	0,193	0,197	0,214	0,208	0,056	0,211	0,168	0,237	0,21	0,19	0,2	0,192	0,214	0,196	0,185	0,194	0,201
Fe2	0,032	0,026	0,031	0,107	0,045	0,032	0,03	0,034	0,03	0,04	0,03	0,029	0,033	0,032	0,217	0,204	0,189	0,194	0,197	0,205	0,183	0,216
Mn	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0,001	0,002
Ca	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,002	0,003	0,001	0,006	0	0,001	0
Na	0,048	0,053	0,047	0,042	0,045	0,048	0,046	0,053	0,047	0,055	0,041	0,045	0,049	0,043	0,013	0,017	0,017	0,014	0,022	0,02	0,023	0,019
K	0,928	0,91	0,909	0,783	0,903	0,937	0,909	0,951	0,9	0,899	0,903	0,917	0,926	0,909	0,963	0,958	0,917	0,97	0,951	0,934	0,944	0,974
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sum	8,999	8,985	8,986	9,025	8,99	8,996	8,98	9,017	8,977	8,982	8,963	8,987	9,003	8,974	9,041	9,033	8,997	9,044	9,028	9,025	9,019	9,049
XNa	0,049	0,055	0,049	0,051	0,047	0,049	0,048	0,053	0,049	0,058	0,044	0,047	0,051	0,045	0,014	0,018	0,018	0,014	0,022	0,021	0,024	0,019

Plagioclase

	QUERIGUT										MONT-LOUIS				PERTHUS		CANIGOU		Feldspath potassique SOULCEM		
	SOU1	SOU1	SOU1	SOU1	SOU1	QUE4	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	PER3	CAN9	CAN9	SOU1	SOU1	SOU1			
SiO2	66,94	66,52	66,74	67,84	67,49	59,94	53,83	56,97	57,19	52,78	57,22	57,98	68,11					SiO2	69,32	63,69	63,79
TiO2	0	0,02	0,03	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	61,68	59,33			TiO2	0	0	0,01
Al2O3	21,15	21,1	20,64	20,03	20,07	25,13	27,92	27,14	27,06	30,02	26,97	26,81	19,78	0,01	0,02			Al2O3	16,85	19,06	18,87
Cr2O3	0	0	0,02	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0,01	0	0	23,55	25,43			Cr2O3	0	0	0
MgO	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0,03	0			MgO	0,01	0	0
FeO	0,06	0,06	0,05	0,05	0,12	0,03	0,04	0,09	0,03	0,07	0,08	0,06	0,09	0	0,01			FeO	0,05	0,02	0,04
MnO	0	0,01	0	0	0,01	0,02	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0,04	0,02			MnO	0	0,01	0,01

Biotite

	QUERIGUT		SOULCEM					MONT-LOUIS											
	QUE4	SOU1	SOU2	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1	ML10	ML10	ML10	ML10	ML10	ML10
SiO2	37,38	46,53	45,71	35,72	35,66	36,5	35,72	35,79	36,12	35,99	35,97	36,13	35,69	35,13	35,94	37,96	35,97	35,44	
TiO2	1,49	0,04	0,03	3,86	3,72	3,34	3,92	4,02	3,57	2,45	3,69	3	3,37	1,88	0,84	0,67	3,84	0,64	
Al2O3	18,85	31,2	36,2	14,42	14,39	14,68	14,42	14,31	14,4	14,87	14,22	14,73	15,81	16,02	17,32	19,37	14,47	16,34	
Cr2O3	0	0,02	0	0,02	0	0,05	0,03	0,01	0	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0	0	0	0,01	
MgO	7,94	1,91	0,34	8,77	8,58	8,58	8,33	8,96	9,16	8,79	8,62	8,84	7,18	8,35	8,12	7,52	7,7	8,61	
FeO	19,92	3,34	1,75	23,41	23,32	22,99	23,26	22,98	22,82	23,07	23,42	23	23,36	24,02	22,61	22,02	24,26	23,38	
MnO	0,22	0,04	0,01	0,33	0,33	0,34	0,31	0,32	0,26	0,28	0,34	0,34	0,35	0,37	0,33	0,34	0,38	0,34	
CaO	0,21	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0	0	0,41	0,01	0,05	0,01	0,46	0,1	0	0	0,14	
Na2O	0,59	0,09	0,22	0,06	0,01	0,03	0,02	0,08	0,07	0,05	0,05	0,03	0,05	0,02	0,05	0,04	0,05	0,01	
K2O	9,03	10,86	10,89	9,51	9,53	9,65	9,69	9,51	9,37	8,29	9,46	9,49	9,82	8,62	9,73	9,88	9,66	9,37	
H2O	3,96	4,38	4,48	3,86	3,84	3,88	3,85	3,87	3,87	3,82	3,85	3,86	3,85	3,82	3,85	4,02	3,86	3,8	
Sum	99,58	98,42	99,65	99,99	99,41	100,04	99,58	99,84	99,66	98,03	99,64	99,5	99,5	98,71	98,9	101,82	100,2	98,07	
Si	2,825	3,179	3,054	2,77	2,781	2,817	2,782	2,774	2,796	2,82	2,797	2,805	2,779	2,755	2,795	2,832	2,794	2,793	
Ti	0,084	0,002	0,002	0,225	0,218	0,194	0,23	0,234	0,208	0,144	0,216	0,175	0,197	0,111	0,049	0,038	0,225	0,038	
Al	1,68	2,513	2,851	1,318	1,323	1,335	1,324	1,307	1,314	1,374	1,304	1,348	1,451	1,481	1,587	1,704	1,325	1,518	
Cr	0	0,001	0	0,001	0	0,003	0,002	0	0	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0	0	0	
Mg	0,894	0,195	0,034	1,014	0,998	0,987	0,967	1,035	1,058	1,027	0,999	1,023	0,833	0,976	0,942	0,836	0,892	1,011	
Fe2	1,259	0,191	0,098	1,518	1,521	1,484	1,515	1,489	1,478	1,512	1,523	1,493	1,521	1,575	1,471	1,374	1,576	1,541	
Mn	0,014	0,002	0,001	0,022	0,022	0,022	0,02	0,021	0,017	0,019	0,023	0,022	0,023	0,024	0,022	0,021	0,025	0,023	
Ca	0,017	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0	0	0,034	0	0,005	0,001	0,038	0,009	0	0	0,012	
Na	0,086	0,011	0,029	0,009	0,001	0,005	0,003	0,013	0,011	0,007	0,008	0,005	0,008	0,003	0,008	0,006	0,008	0,001	
K	0,871	0,946	0,928	0,941	0,949	0,95	0,963	0,94	0,926	0,829	0,939	0,94	0,976	0,862	0,966	0,94	0,957	0,943	
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Sum	9,729	9,041	8,997	9,82	9,814	9,798	9,809	9,814	9,807	9,766	9,808	9,818	9,79	9,826	9,849	9,751	9,802	9,881	
XFe	0,585	0,495	0,741	0,6	0,604	0,601	0,61	0,59	0,583	0,595	0,604	0,593	0,646	0,618	0,61	0,622	0,639	0,604	

Chlorite

	CANIGOU										ASTON				PERTHUS				
	CAN9	CAN9	CAN9	CAN9	CAN9	CAN9	CAN9	CAN9	CAN4	CAN4	CAN4	CAN4	CAN4	CAN4	AS7	AS7	PER3	PER3	
SiO2	34,99	35,49	34,93	35,59	36,42	37,45	47,72	34,54	35,45	35,12	35,14	34,87	34,95	35,71	SiO2	28,94	28,94	29,55	29,68
TiO2	3,35	2,03	2,96	1,92	1,16	1,32	0,06	2,3	2,19	1,98	2,32	1,79	2,89	2,16	TiO2	0,03	0,01	0,03	0,04
Al2O3	16,38	17,18	17,04	17,45	17,37	17,87	29,48	16,67	15,8	16,18	15,6	15,81	15,21	16	Al2O3	23,27	23,12	18,74	17,85
Cr2O3	0,02	0,02	0,05	0,04	0,01	0	0,01	0,03	0	0,01	0	0	0	0,03	Cr2O3	0	0,02	0,01	0
MgO	6,64	7,16	6,74	7,19	7,71	6,98	2	7,52	5,95	5,91	5,73	5,89	5,43	5,76	MgO	25,57	25,28	7,58	8,65
FeO	24,6	23,99	24,04	23,84	23,29	22,74	3,76	23,75	26	25,93	26,45	26,68	26,94	26,45	FeO	8,9	8,85	31,69	30,71
MnO	0,35	0,34	0,33	0,36	0,3	0,31	0,05	0,32	0,19	0,19	0,2	0,21	0,19	0,18	MnO	0,07	0,07	0,35	0,3
CaO	0,02	0,05	0,05	0,02	0,01	0,23	0,03	0,07	0,29	0,21	0,08	0,08	0,02	0,03	CaO	0,02	0,02	0,64	1,15
Na2O	0,05	0,06	0,01	0,04	0,03	0,08	0,1	0,03	0,06	0,07	0,04	0,07	0,03	0,03	Na2O	0	0	0,01	0,09
K2O	9,67	9,67	9,64	9,8	9,85	9,22	10,95	9,61	8,77	8,94	9,35	9,38	9,63	9,6	K2O	0,03	0,03	0,09	0,14
H2O	3,84	3,86	3,84	3,87	3,89	3,93	4,38	3,8	3,78	3,77	3,77	3,75	3,76	3,81	H2O	12,39	12,32	11,22	11,23
Sum	99,9	99,86	99,64	100,13	100,02	100,14	98,53	98,67	98,48	98,31	98,68	98,54	99,06	99,75	Sum	99,21	98,68	99,93	99,84
Si	2,73	2,754	2,722	2,752	2,804	2,853	3,262	2,721	2,808	2,79	2,796	2,783	2,783	2,805	Si	2,799	2,814	3,155	3,167
Ti	0,196	0,119	0,174	0,112	0,067	0,076	0,003	0,136	0,131	0,118	0,139	0,108	0,173	0,128	Ti	0,002	0,001	0,002	0,003
Al	1,506	1,571	1,565	1,59	1,576	1,605	2,375	1,548	1,475	1,515	1,462	1,488	1,428	1,482	Al	2,653	2,65	2,358	2,245
Cr	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	0	0	0,002	0	0,001	0	0	0	0,002	Cr	0	0,002	0,001	0
Mg	0,772	0,828	0,783	0,829	0,885	0,793	0,203	0,883	0,702	0,7	0,679	0,701	0,645	0,675	Mg	3,688	3,664	1,206	1,376
Fe2	1,605	1,557	1,567	1,542	1,5	1,449	0,215	1,565	1,722	1,722	1,76	1,781	1,794	1,738	Fe2	0,72	0,72	2,829	2,74
Mn	0,023	0,022	0,022	0,024	0,019	0,02	0,003	0,022	0,012	0,013	0,013	0,014	0,013	0,012	Mn	0,006	0,006	0,032	0,027
Ca	0,002	0,004	0,004	0,001	0,001	0,019	0,002	0,006	0,025	0,018	0,006	0,007	0,002	0,002	Ca	0,002	0,002	0,073	0,131
Na	0,008	0,009	0,001	0,006	0,004	0,012	0,013	0,005	0,01	0,01	0,006	0,011	0,005	0,004	Na	0	0	0,003	0,019
K	0,963	0,957	0,958	0,967	0,968	0,896	0,955	0,966	0,887	0,906	0,949	0,955	0,978	0,962	K	0,003	0,004	0,013	0,019
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	OH	8	8	8	8
Sum	9,806	9,824	9,8	9,826	9,826	9,723	9,032	9,853	9,772	9,792	9,812	9,848	9,821	9,809	Sum	17,874	17,862	17,671	17,727
XFe	0,675	0,653	0,667	0,65	0,629	0,646	0,514	0,639	0,71	0,711	0,722	0,718	0,736	0,72	XFe	0,163	0,164	0,701	0,666

Hornblende

	MONT-LOUIS				
	ML1	ML1	ML1	ML1	ML1
SiO2	46,7	46,63	47,04	46,62	46,74
TiO2	0,77	0,83	0,76	0,93	0,81
Al2O3	6,67	6,82	6,53	6,81	6,72
Cr2O3	0,02	0,02	0,03	0	0,01
MgO	9,83	9,45	10,1	10,02	9,82
FeO	20,03	20,29	19,95	20,04	20,11
MnO	0,64	0,66	0,54	0,53	0,6
CaO	11,07	11,02	10,76	10,85	10,73
Na2O	0,87	0,97	1,01	1,04	1,09
K2O	0,64	0,7	0,64	0,69	0,66
H2O	1,97	1,97	1,98	1,98	1,97
Sum	99,21	99,36	99,34	99,49	99,27
Si	6,969	6,974	6,987	6,926	6,964
Ti	0,086	0,093	0,085	0,103	0,091
Al	1,174	1,202	1,143	1,192	1,181
Cr	0,002	0,002	0,003	0	0,002
Fe3	0,8	0,711	0,875	0,865	0,84
Mg	2,188	2,107	2,236	2,22	2,18
Fe2	1,7	1,828	1,604	1,625	1,666
Mn	0,081	0,083	0,068	0,067	0,076
Ca	1,77	1,767	1,712	1,727	1,713
Na	0,251	0,282	0,29	0,299	0,315
K	0,121	0,134	0,122	0,13	0,126
Sum	15,143	15,183	15,124	15,156	15,154
XFe	0,437	0,465	0,418	0,423	0,433
F3min	0,85	0	0	0,24	0
F3max	7,72	7,64	7,89	8,44	8,24
FS13	7,13	6,31	7,83	7,73	7,49
FS15	7,72	7,64	7,89	8,44	8,24
rHB	1,0071	1,0062	1,0096	1,0084	1,0084

ANNEXE IV

Localisation des échantillons

Coordonnées en Lambert zone II étendu

Massif de MONT-LOUIS	X	Y	Alt. (m)
ML1	587,5	1731,8	1400
ML2	582,6	1725,6	1700
ML3	572,7	1729,0	2030
ML6	569,7	1730,1	2320
ML10	558,2	1727,1	1580
ML12	558,2	1727,3	1580
Massif du CANIGOU s.l.			
CAN2	608,7	1728,0	1450
CAN4	609,9	1723,9	2784
CAN5	609,8	1724,0	2750
CAN7	609,6	1725,4	2350
CAN8	610,7	1726,2	2050
CAN9	611,4	1725,5	1850
CAN12	612,0	1729,2	970
ESC1	599,5	1726,3	100
CAM2	590,5	1723,7	1020
Massif de SAINT-LAURENT			
SL8	632,6	1719,7	390
SL9	638,4	1713,9	850
PER1	642,0	1719,7	160
PER2	642,0	1719,7	160
PER3	642,1	1719,6	160
PER4	642,0	1719,9	160
PER5	642,0	1719,9	160
Massif des ALBERES			
ALB4	651,9	1723,3	150
ALB5	651,9	1723,3	150
ALB6	653,6	1719,5	1175
ALB7	652,0	1718,8	920
Massif de L'ASTON-HOSPITALET			
SOU1	527,3	1742,8	1540
SOU2	527,3	1742,7	1550
AS3	548,3	1735,0	2400
AS5	548,1	1739,4	1680
AS6	548,4	1742,0	1600
AS7	548,2	1742,3	1540
Massif de QUERIGUT			
QUE1	573,5	1747,6	1580
QUE2	583,6	1741,0	1450
QUE4	576,5	1739,0	2140

Résumé La structuration de la Zone Axiale des Pyrénées Orientales est le résultat d'une évolution thermique et tectonique complexe depuis plus de 300 Ma, synthétisée dans le premier chapitre de ce mémoire. Dans le but de mieux appréhender cette évolution à l'échelle des différents massifs de cette Zone Axiale, une approche thermochronologique multi-méthodes (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, traces de fission et (U-Th)/He) a été mise en œuvre afin de dater et quantifier les processus thermiques et mécaniques qui participent à leur exhumation (Second chapitre). L'activité essentiellement alpine de la faille de la Têt fait l'objet du troisième chapitre, par la reconstitution de l'histoire thermique des massifs du Canigou et de Mont-louis, respectivement au mur et au toit de la faille. Un réchauffement généralisé du socle gneissique du Canigou au Crétacé moyen-supérieur, une exhumation du massif de Mont-Louis synchrone des chevauchements pyrénéens éocènes et une surrection importante du Canigou lors de la phase extensive oligo-miocène sont les principaux résultats obtenus. Le quatrième chapitre fait état des données thermochronologiques obtenues sur les massifs de Saint-Laurent et des Albères qui attestent également d'une exhumation différentielle au cours du cycle alpin. La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par sonde laser des mylonites jalonnant les zones de failles globalement E-W à NW-SE qui parcourent l'ensemble de la chaîne pyrénéenne fait l'objet du cinquième chapitre. Une importante phase de recristallisation statique d'âge crétacé moyen à supérieur se localise sur ces zones mylonitiques probablement en partie héritées de l'histoire hercynienne de la Zone Axiale. Une déformation ductile globalement chevauchante vers le Sud et relativement froide (< 400°C), que nous relierons à l'événement compressif pyrénéen s.s., a été datée à 58 Ma sur l'accident de Mérens et à 38 Ma sur celui du Boulou-Le Perthus, ce qui témoigne de la pérennité du régime compressif. Pour conclure, l'ensemble des données a été replacé dans un cadre général d'évolution de la chaîne des Pyrénées. L'utilisation de plusieurs thermochronomètres pour l'établissement des chemins température-temps nous a permis de mieux tester la validité des âges obtenus et de discuter les causes possibles des quelques incohérences observées dans l'enregistrement des principaux événements thermo-tectoniques.

Mots-clés Zone Axiale des Pyrénées, thermochronologie multi-méthode, exhumation, mylonite.

**The exhumation of the Eastern Pyrenees Axial Zone:
A multi-method thermochronological approach to fault influences**

Abstract: The structure of the Eastern Pyrenees Axial Zone is the result of a complex thermal and tectonic evolution over a period of more than 300 Ma, synthesised in the first chapter. For a better understanding of this evolution in each of the different massifs of this Axial Zone, a multi-method thermochronological approach (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, fission track and (U-Th)/He) was implemented in order to date and quantify the thermal and mechanic processes that contribute to their exhumation (Chapter 2). The Têt fault that has essentially an alpine activity, is the subject of third chapter through the reconstruction of the Canigou and Mont-Louis massifs' T-t paths, at the fault's foot-wall and the hanging-wall. A general re-heating of the Canigou's gneissic basement during the Mid to Late Cretaceous, an exhumation of the Mont-Louis massif coeval with Eocene Pyrenean thrustings and an important surrection of the Canigou during the extensive Oligo-Miocene phase are the main results. The fourth chapter presents thermochronological data on the Saint-Laurent and Albères massifs that also attest to a differential exhumation process during the Alpine orogeny. The laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of E-W to NW-SE mylonitic faults that traverse the totality of the Pyrenean range is the subject of the fifth chapter. An important Mid-Cretaceous episode of static recrystallisation is localised on these mylonitic zones inherited from the Hercynian evolution. A pervasive ductile deformation, with a south-vergent component and at moderate temperature (< 400° C), that we connect to Pyrenean compressive event, was dated at 58 Ma on the Merens fault and 38 Ma on the Boulou-Le Perthus fault, attesting to the duration of the compressive regime. In conclusion, all these data are resituated within the general frame of the geodynamic evolution of the Pyrenees. The use of several thermochronometers in the establishment of T-t paths enabled us to test the validity of dates and to discuss the possible causes of noted incoherences in the recording of the main thermal and tectonic events.

Key-words Pyrenean Axial Zone, multi-method thermochronology, exhumation, mylonite.