



**HAL**  
open science

# La datation par traces de fission : aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contexte alpin et de marge continentale.

Naïma Sabil

► **To cite this version:**

Naïma Sabil. La datation par traces de fission : aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contexte alpin et de marge continentale.. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. Français. NNT : . tel-00534619

**HAL Id: tel-00534619**

**<https://theses.hal.science/tel-00534619>**

Submitted on 10 Nov 2010

**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.

TS 95/GRE1/0066/D

(double)

IS 95/GRE1/0066

DOUBLE *SS*



THESE  
PRESENTEE PAR

Naïma SABIL

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR  
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I  
(ARRETES MINISTERIELS DU 5 JUILLET 1984 ET DU 23 NOVEMBRE 1988)

(SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE)

---

---

**LA DATATION PAR TRACES DE FISSION : ASPECTS  
METHODOLOGIQUES ET APPLICATIONS THERMOCHRONOLOGIQUES  
EN CONTEXTE ALPIN ET DE MARGE CONTINENTALE.**

---

---

Date de soutenance : 7 Juin 1995

Composition du jury

MM. Pierre TRICART	Professeur, UJF, Grenoble	Président
Gérard POUPEAU	Chargé de recherche, CNRS, Grenoble	Directeur de thèse
Anthony J. HURFORD	Professeur, Université de Londres	Rapporteur
André MICHARD	Professeur, ENS, Paris	Rapporteur
Gilles MENARD	Chargé de recherche, CNRS, Chambéry	Examineur
El Houssaine IDIR	Chef de Service des Combustibles Solides, Rabat	Examineur
Jean-Pierre BOUILLIN	Chargé de recherche, CNRS, Grenoble	Examineur
Abdellah BOUSHABA	Maître de conférences, Institut Scientifique, Rabat.	Examineur

Thèse préparée au sein du Groupe de Géophysique Nucléaire, ESR 129 du CNRS, Institut Dolomieu.



THESE  
PRESENTEE PAR

Naïma SABIL

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR  
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I  
(ARRETES MINISTERIELS DU 5 JUILLET 1984 ET DU 23 NOVEMBRE 1988)

(SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE)

---

**LA DATATION PAR TRACES DE FISSION : ASPECTS  
METHODOLOGIQUES ET APPLICATIONS THERMOCHRONOLOGIQUES  
EN CONTEXTE ALPIN ET DE MARGE CONTINENTALE.**

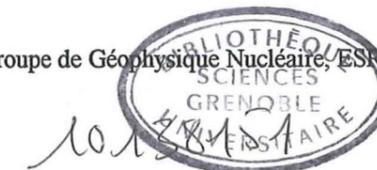
---

Date de soutenance : 7 Juin 1995

Composition du jury

MM. Pierre TRICART	Professeur, UJF, Grenoble	Président
Gérard POUPEAU	Chargé de recherche, CNRS, Grenoble	Directeur de thèse
Anthony J. HURFORD	Professeur, Université de Londres	Rapporteur
André MICHARD	Professeur, ENS, Paris	Rapporteur
Gilles MENARD	Chargé de recherche, CNRS, Chambéry	Examineur
El Houssaine IDIR	Chef de Service des Combustibles Solides, Rabat	Examineur
Jean-Pierre BOUILLIN	Chargé de recherche, CNRS, Grenoble	Examineur
Abdellah BOUSHABA	Maître de conférences, Institut Scientifique, Rabat.	Examineur

Thèse préparée au sein du Groupe de Géophysique Nucléaire, ESR 129 du CNRS, Institut Dolomieu.



## Résumé

La méthode de **datation par les traces de fission** de l'uranium s'est révélée unique dans le domaine de la thermochronologie par sa capacité à retracer l'histoire finale du refroidissement et de la dénudation de massifs métamorphiques comme de l'histoire thermique de formations sédimentaires ou la datation de certains matériels volcaniques. Dans ce travail, nous décrivons cette méthode et présentons un ensemble de techniques analytiques mises au point et de calibrations réalisées dans le but d'utilisations ultérieures en géologie. Nous discutons quelques exemples d'application.

Dans les **Alpes occidentales françaises**, l'analyse des traces de fission sur apatites d'échantillons issus du granite des Sept Laux (massif de Belledonne), dans la vallée de l'Eau d'Olle, suggère que cette méthode pourrait apporter une contribution dans la discussion actuelle sur l'origine de certaines vallées alpines. Ainsi, l'ouverture de cette vallée pourrait être la conséquence d'un jeu de failles actives depuis le Miocène moyen jusqu'à l'actuel.

La caractérisation par traces de fission des apatites détritiques de dépôts fluviaux pourrait éventuellement être utilisée pour l'étude d'éventuels phénomènes de captures liées à des changements de régimes tectoniques. Nous avons ainsi étudié les apatites d'un paléodelta situé dans la moyenne vallée de l'Isère au niveau du sillon subalpin, et de deux vallées, celles de l'Arc et du Bréda, situées en amont. La distribution des âges traces de fission de ces minéraux n'a pas confirmé un modèle suggéré récemment, qui proposait que le paléodelta étudié pourrait être associé à un «paléo-Arc» plutôt qu'à un «paléo-Bréda».

Dans la **Meseta occidentale marocaine**, trois massifs granitiques (massif de Sebti Brikiine, de Ras El Abiod et de Hjir El Bark) situés dans les Rehamna ont fait l'objet d'une étude thermochronologique. L'analyse des traces de fission dans les zircons et les apatites de ces granites montre qu'ils ont enregistré les grands événements thermotectoniques ayant affecté la Meseta depuis l'ouverture de l'Océan Atlantique central.

Nous montrons comment un modèle de **simulation numérique** récemment proposé (1994) pour l'analyse des traces de fission dans les apatites permet de préciser l'histoire thermique des massifs considérés depuis le dernier refroidissement au-dessous d'environ 120°C des échantillons analysés.

Dans des travaux effectués antérieurement à l'apparition de ce modèle, nous avons montré, d'une part, que les sédiments de la **marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana** avaient connu une période de réchauffement entre 250°C et moins de 60°C post-datant largement, de manière inattendue, son «balayage» par une dorsale océanique. D'autre part, dans l'**Ile d'Elbe**, nous avons apporté les premières données «traces de fission» sur l'histoire de refroidissement de la granodiorite de Monte Capanne.

Par ailleurs, au début des années 90, la méthode des traces de fission manquait encore de bons échantillons de référence pour la datation des verres volcaniques. A La suggestion de la Sous-Commission de Géochronologie de l'International Union of Geological Sciences, nous avons étudié les **macusanites**, obsidiennes du SE péruvien. Les résultats de ce travail suggèrent qu'il faut considérer avec réserve ces verres volcaniques en tant que standards d'âge potentiels, même s'ils conservent une certaine valeur comme matériel d'intercalibration entre laboratoires.

## Abstract

The fission track dating method has proved to be unique in thermochronology by its capability to describe the final phases of the cooling history and denudation of metamorphic massifs, like the thermal history of sedimentary formations or the dating of some volcanic materials.

In this work we describe this method and present a series of new analytic techniques and calibrations which we realised in the aim of further use in geology. We discuss a few examples of such applications. In the French Occidental Alps, the analysis of fission track on apatite samples from the granites of the Sept Laux (Belledonne massif), in the Eau d'Olle valley, suggests that this method could bring a contribution to the actual discussion about the origin of some alpine valleys.

The fission track method suggests that the opening of this valley could be the consequence of an active faulting from the middle Miocene until the present. The characterization of fluvial deposits through their detrital apatite fission tracks record could eventually be used to study river captures related to changes tectonic regimes.

Therefore we studied the apatites of a paleodelta located in the Isère middle valley at the subalpine «sillon» level, and of two valleys, those of the Arc and of the Breda, located up the delta. The distribution of the fission track ages of those minerals has not confirmed a previously suggested model, which proposed that the studied paleodelta could be associated with a paleo-Arc rather than a paleo-Breda.

In the Moroccan Occidental Meseta, three granitic massifs located in the Rehamna have been selected for a thermochronological study. The analysis of the fission track in zircons and apatites of these granites recorded the thermotectonic events which have affected the Meseta ever since the opening of the Central Atlantic Ocean some 200 Ma ago. We show how a numerical simulation model recently (1994) proposed for the analysis of fission track in apatites allows us to specify the thermal history of the massifs considered since the last cooling below 120°C of the samples analysed.

In the works widely before 1994, we have shown that, on the one hand, the transform margin of Côte d'Ivoire-Ghana had known a heating period between 250°C and 60°C post-dating by far its scanning by an oceanic ridge and on the other hand, in the Elbe Island, we have brought the first «fission track» data in the cooling history of the Monte Capanne granodiorite.

In the beginning of the 90's, the fission track method still lacked good reference samples for volcanic glass dating. At the suggestion of the Geochronology Commission of the International Union of Geological Sciences we have studied macusanites, obsidians of the SE Peru. The results of this work suggest that these glasses are not convenient as potential age standards, even if they keep some value as a material for laboratory intercalibration purposes.

## Remerciements

Ce travail arrive à sa fin, je tiens à remercier toutes les personnes de mon entourage professionnel et amical qui ont su me prodiguer les appuis techniques et moraux nécessaires à sa réalisation.

J'exprime ma gratitude envers le Professeur G. MASCLE, Directeur du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS), de m'avoir accueillie au sein de l'Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier, afin de pouvoir accomplir ce travail.

Je souhaite exprimer mes plus sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail :

M. P. TRICART, Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, Président du Jury,  
M. J. P. BOUILLIN, Chargé de recherche au CNRS à l'Université Joseph Fourier, Grenoble I,  
M. A. BOUSHABA, Maître de conférence à l'Université Mohamed V, Rabat (Maroc),  
M. A. J. HURFORD, Professeur à l'Université de Londres,  
M. E. IDIR, Chef du Service des Combustibles Solides, au Ministère d'Énergie et des Mines, Rabat,  
M. G. MENARD, Chargé de recherche au CNRS à l'Université de Savoie, Chambéry,  
M. A. MICHARD, Professeur à l'École Normale Supérieure, Paris,  
M. G. POUPEAU, Chargé de recherche au CNRS à l'Université Joseph Fourier, Grenoble I.

Je pense tout d'abord à Monsieur G. POUPEAU, mon directeur de thèse, qui m'a initiée à la méthode des traces de fission et à la confrontation des observations et des hypothèses dans un climat de confiance et d'amitié réciproques.

Ma reconnaissance va aussi à Monsieur G. MENARD qui a accepté de diriger une partie de cette thèse. L'intérêt qu'il a toujours manifesté pour mon travail fut pour moi une motivation supplémentaire.

J'exprime ma profonde reconnaissance à Mrs. M. BONHOMME et A. BOUSHABA qui m'ont fait bénéficier de leurs grandes connaissances.

J'exprime ma gratitude envers M. F. SENEBIER, pour le travail préalable de tri de minéraux, qui est à la base de toute analyse.

J'exprime mes remerciements et ma sympathie à toute l'équipe du Groupe de Géophysique Nucléaire au sein de laquelle j'ai travaillé, Mmes E. LABRIN, G. TORO ET A.M. NETTO, Mrs. A. AZDIMOUSA, L. BELLOT-GURLET, T. CALMUS et O. DORIGHEL sans oublier les moments mémorables que j'ai passés avec eux.

Mes amitiés à Mme L. LELARGE et à Mr. E. MANSOUR pour leur accueil et leur aide précieuse lors de mon premier contact avec les traces de fission.

Je tiens à remercier Mme E. CARRIO pour sa sympathie et son aide en ce qui concerne les dernières corrections.

Je n'oublie pas ma grande amitié envers M. A. MADI dont le courage et la sympathie m'ont tellement aidée.

Enfin, j'ai le grand plaisir d'exprimer ma reconnaissance et ma gratitude à M. J. STEIMER pour son aide permanente et le sacrifice qu'il a consenti surtout pendant les moments les plus difficiles.

# SOMMAIRE

INTRODUCTION .....	3
REFERENCES .....	6

## PREMIERE PARTIE : METHODOLOGIE

### CHAPITRE -I- :

#### DATATION PAR TRACES DE FISSION : Théories, Techniques

1- FORMATION DES TRACES DE FISSION .....	13
1-1 Fission de l'uranium .....	13
1-2 Notion de traces latentes .....	13
2- ATTAQUE CHIMIQUE DES TRACES DE FISSION .....	14
2-1 Révélation des traces dans les apatites .....	15
2-2 Révélation des traces dans les zircons .....	24
2-3 Les verres volcaniques .....	26
2-4 Autres détecteurs .....	27
3- LES AGES TRACES DE FISSION : CALCUL ET CALIBRATION .....	28
3-1 Equation d'âge et paramètres de calibration .....	28
3-1-1 Calibration zêta " $\zeta$ " .....	28
3-1-2 La calibration " $\lambda_f$ opérationnelle" .....	34
3-2 Techniques de datation par TF .....	39
3-2-1 Technique des populations .....	39
3-2-2 Technique du détecteur externe .....	39
3-2-3 Technique de la soustraction .....	39
3-3 «Facteur de géométrie» g .....	40
4- INTERPRETATION DES AGES TRACES DE FISSION .....	42
4-1 Longueurs des traces de fission : mesures et informations .....	43

4-1-1 Longueurs projetées .....	44
4-1-2 Longueurs confinées .....	47
4-2 Modélisation des histoires thermiques .....	50
REFERENCES .....	51

## DEUXIEME PARTIE : APPLICATIONS EN THERMOCHRONOLOGIE

### CHAPITRE -II- :

#### ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES

1- PROBLEMATIQUES .....	61
1-1 Etude des vallées .....	62
1-2 Etude des dépôts fluviatiles .....	63
2- PROCEDURE ANALYTIQUE .....	64
3- VALLEE DE L'EAU D'OLLE (massif de Belledonne) .....	65
3-1 Echantillonnage .....	65
3-2 Résultats .....	67
3-2-1 Ages apparents .....	67
3-2-2 Mesures des longueurs de traces dans les apatites .....	70
3-3 Optimisation de l'histoire thermique .....	74
3-3-1 Reproductibilité .....	76
3-3-2 Histoire de refroidissement de chaque échantillon .....	76
3-4 Interprétation .....	81
3-4-1 Interprétation thermique .....	81
3-4-2 Interprétation géodynamique de l'évolution thermique .....	82
3-4-3 Synthèse : évolution tectonique de la vallée .....	83
4- VALLEES DE LA ROMANCHE ET DU DORON DE BEAUFORT .....	85
4-1 Echantillonnage .....	85
4-2 Résultats .....	86

4-3 Interprétation .....	89
5- DEPÔTS FLUVIATILES .....	90
5-1 Echantillonnage .....	90
5-2 Résultats .....	90
5-3 Interprétation .....	94
REFERENCES .....	95

### CHAPITRE -III- :

#### REHAMNA, MESETA MAROCAINE

1- INTRODUCTION .....	99
2- LE MAROC DANS SON CADRE STRUCTURAL .....	99
3- L' EVOLUTION TECTONIQUE DES REHAMNA .....	101
4- THERMOCHRONOMETRIE DES MASSIFS HERCINIENS DES REHAMNA .....	103
4-1 Echantillonnage .....	103
4-2 Traitement des échantillons .....	103
4-3 Résultats .....	105
4-3-1 Ages traces de fission sur apatites .....	105
4-3-2 Longueurs confinées des traces de fission .....	108
4-3-3 ages traces de fission sur zircon .....	
4-3-4 Les "TFA" et la modélisation d'histoire thermique .....	
5- DISCUSSION .....	115
5-1 Ages zircon et rifting continental .....	115
5-2 Ages apatite et histoire thermique post-triasique .....	118
6- CONCLUSION .....	120
REFERENCES .....	122

**CHAPITRE -IV- :**

**AUTRE APPLICATIONS**

1- INTRODUCTION GENERALE ..... 127

2- MACUSANITE ..... 130

    2-1-Les macusanites : un standard géologique pour la datation par les traces de fission . 130

    2-2-Datation par TF des macusanites et âge des ignimbrites de Macusani ..... 130

REFERENCES ..... 135

3- DENUDATION DU PLUTON DU MONTE CAPANNE, ILE D'ELBE (ITALIE) ..... 154

REFERENCES ..... 157

4- LA MARGE TRANSFORMANTE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA ..... 163

**CONCLUSION**..... 179

**ANNEXES**

    ANNEXE A : EQUATION D'AGE TF ET CALCULS D'ERREURS ..... 185

    ANNEXE B : CALCUL DE LA DOSIMETRIE NEUTRONIQUE ..... 193

    ANNEXE C : RESULTATS ANALYTIQUES DES ALPES OCCIDENTALES  
    FRANÇAISES ..... 199

    ANNEXE D : RESULTATS ANALYTIQUES DES MASSIFS DES REHAMNA  
    (MESETA MAROCAINE) ..... 221

**LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX**

**INTRODUCTION**

## INTRODUCTION

La méthode de datation par les traces de fission proposée en 1963 par Price et Walker était apparue comme particulièrement attractive, d'un point de vue technologique, car ne nécessitant -hors une irradiation en réacteur nucléaire- qu'un système de mesures particulièrement léger : elle devait en effet permettre de réaliser des datations isotopiques à l'aide d'un simple microscope optique. La datation par traces de fission est basée sur la permanence de défauts cristallins, ou «traces», laissés dans les minéraux par la fission spontanée de  $^{238}\text{U}$ , ces défauts étant rendus visibles en microscopie optique au moyen d'une attaque chimique. Cependant, il apparut dès 1964 que la conservation de l'information «traces» n'était pas parfaite. En effet, Maurette *et al.*, (1964) et Fleischer *et al.*, (1964) observaient, dès les premières tentatives de datation, réalisées sur des micas, que les traces "fossiles" de la fission spontanée de  $^{238}\text{U}$  dans ces minéraux étaient souvent plus courtes qu'elles n'auraient dû. Ce phénomène, attribué à juste titre aux aléas de l'histoire thermique de ces minéraux, rendait ainsi incertaine l'interprétation des âges traces de fission.

En 1967, Bigazzi remarquait, dans une série de micas, que les traces "fossiles" étaient en moyenne d'autant plus courtes que l'âge traces de fission d'un échantillon était plus élevé. Il en conclut à la possibilité d'utiliser cette relation pour "corriger" les âges "apparents" de ces minéraux.

Quelques années plus tard, Storzer et Wagner observaient le même phénomène de raccourcissement des traces fossiles dans les verres volcaniques et les verres d'impact (tectites) (Storzer et Wagner, 1969) ainsi que dans les verres d'origine tectonique (Storzer, 1970). Ayant étudié la stabilité thermique des traces de fission dans ces verres, dans les conditions du laboratoire, ces auteurs proposaient une méthode de correction des âges traces de fission basée sur l'établissement de courbes corrélant les diminutions progressives, sous l'effet de la température, du nombre de traces révélables et de leur tailles moyennes (Storzer et Wagner, 1969, Storzer, 1970). Une seconde méthode de correction dite des "âges plateaux" devait par la suite être proposée par Storzer et Poupeau (1973).

Au début des années 70, la méthode des traces apparaissait comme bien établie pour la datation des roches volcaniques, à partir soit de minéraux comme l'apatite, le sphène et surtout le zircon, soit de leur phase vitreuse. Pour cette dernière, on tend actuellement à utiliser une approche combinant les deux méthodes de correction mentionnées plus haut, l'obtention d'un âge-plateau étant contrôlée par des mesures de diamètres de traces (voir par ex. Bernardes *et al.*, 1986, Dorighel *et al.*, 1994).

On devait toutefois, pour les verres, souffrir jusqu'au début des années 90 d'un réel manque de standards internationaux d'âges bien connu, puisque les seuls matériaux auxquels étaient reconnus jusqu'alors ce rôle étaient des tectites, verres difficilement disponibles de par leur rareté. En 1990, Anthony J.

Hurford, exprimant l'opinion de la Sous-Commission de Géochronologie de l'*International Union of Geological Sciences* soulignait ce problème et suggérait que des obsidiennes du SE péruvien, les "macusanites", pourraient éventuellement remplir un rôle de standard international, suivant en cela une proposition émise par certains praticiens, mais il soulignait que des études supplémentaires de ce matériel devaient être réalisées en vue de leur éventuelle qualification.

Il apparut rapidement que les méthodes de correction des âges traces de fission élaborées au début des années 70 ne s'appliquaient qu'aux verres volcaniques et non pas aux matériaux ayant connu une histoire de refroidissement plus lente, voire plus complexe. Une nouvelle approche de l'analyse des traces de fission dans les minéraux, abordée en 1980 par Paul Green, devait amener en espace d'une dizaine d'années à révolutionner la datation par traces de fission sur apatites. L'idée de Green a été de considérer les traces dites "confinées" c'est à dire celles qui sont totalement incluses au sein d'un minéral, et ne sont pas utilisées dans le processus même de la datation. L'étude de telles traces avait été proposée en 1969 par Lal *et al.* pour l'étude de la composante «très lourde» du rayonnement cosmique galactique dans les météorites. Au début des années 80, Paul Green a consacré des efforts considérables à l'étude de la stabilité thermique des traces dans les apatites, observant en particulier l'effet de la température sur la distribution des longueurs confinées de traces de fission dans ces minéraux (Green *et al.*, 1986). Ses efforts devaient aboutir à la première description du processus d'effacement thermique des traces par une expression analytique (Laslett *et al.*, 1987), et au traitement du problème direct pour la prévision des paramètres traces de fission (âge apparent, distribution des longueurs de traces confinées) résultant d'une histoire de refroidissement donnée, pour les apatites (Duddy *et al.*, 1988 et Green *et al.*, 1989).

Vers la fin de la même décennie, Wagner proposait, pour la correction des âges traces de fission des apatites, une ré-actualisation de l'approche de correction des âges de Wagner et Storzer, en ce sens qu'elle était basée, comme précédemment, sur la mesure des longueurs des traces «partielles», celles qui sont utilisées pour la datation (Wagner, 1988, Wagner *et al.*, 1989, Wagner et Hejl, 1991).

Tandis que l'approche de Wagner se trouvait sévèrement critiquée (Coyle *et al.*, 1994), celle de Green devait se généraliser au début des années 90, sous le nom d'*apatite fission-track analysis* (AFTA), toute étude par traces de fission dans les apatites devant désormais comporter à la fois la détermination d'un âge apparent, d'une distribution de la longueur des traces confinées fossiles, et le traitement de ces données par un modèle d'optimisation. Ainsi, l'AFTA ne propose plus simplement un âge traces de fission, mais la reconstitution d'une histoire thermique depuis le dernier refroidissement au-dessous d'environ 120°C d'un échantillon.

Mon travail s'est donc déroulé pendant une période d'évolution rapide de la méthode des traces de fission.

A propos des verres volcaniques, j'ai participé au travail d'analyse des potentialités des macusanites comme étalons d'âges, suggéré par Hurford en 1990.

Les potentialités de la thermochronologie par traces de fission des apatites se trouvant considérablement enrichies par l'AFTA, j'ai ensuite appliqué cette méthodologie nouvelle à deux cas-types où de premières études par traces de fission avaient montré la complexité des phénomènes de dénudation régionale : la zone externe des Alpes occidentales françaises, et la Meseta occidentale marocaine .

J'ai enfin eu la possibilité de participer à des études préliminaires sur la dénudation de la granodiorite de Monte Capanne, dans l'île d'Elbe, et sur les effets thermotectoniques associés à la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana.

Le premier chapitre de ce travail expose les principes généraux de la datation par traces de fission et de l'AFTA. Nous y avons également reporté l'exposé de nos méthodes analytiques sur les zircons et les apatites, ainsi que les résultats de nos calibrations sur les paramètres de l'équation d'âge dépendant des protocoles expérimentaux utilisés.

Le deuxième chapitre concerne une étude de quelques vallées du massif cristallin externe de Belledonne, dans les Alpes occidentales, avec d'une part la thermochronologie de la haute vallée de l'Eau d'Olle et ses implications sur l'origine tectonique de cette vallée, et d'autre part l'étude de quelques dépôts fluviaux et leur signification à l'égard d'éventuelles dérivations et captures d'origine tectonique.

Le troisième chapitre est consacré à l'étude thermochronologique du massif hercynien des Rehamna occidentaux, dans la Meseta marocaine, considéré comme un "enregistreur" des phénomènes thermotectoniques régionaux depuis l'ouverture de l'Atlantique central.

Le quatrième chapitre est constitué d'un groupe de quatre publications. Deux d'entre elles sont consacrées à la géochronologie des macusanites, considérées comme étalons d'âges potentiels ; les deux autres concernent, pour l'un une étude de la dénudation d'un pluton granodioritique récent (la granodiorite de Monte Capanne, Ile d'Elbe) et pour l'autre une étude thermochronologique préliminaire de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana.

Les modes de calcul des âges et de leur précision, comme les données analytiques détaillées ont été reportés dans une série de quatre annexes.

## REFERENCES

- BERNARDES C., J.C. HADLER, C.M.G. LATTES & A.M. OSORIO ARAYA, (1986).** Fission track dating of volcanique glass : Experimental evidence for the validity of the size correction method. *Revista de Fisica Aplicada e Instrumentação*, **1**, 288-310.
- BIGAZZI G., (1967).** Length of fission tracks and age of muscovite samples. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **3**, 434-438.
- COYLE D.A. & R. POWELL, (1994).** On the use of 60°C «cooling ages» obtained using projected fission track lengths in apatite. *Chem. Geol.*, **111**, 263-267.
- DORIGHEL O., G. POUPEAU, J.F. BOUCHARD & E. LABRIN, (1994).** Datation par traces de fission et étude de provenance d'artefacts en obsidienne des sites archéologiques de la Tolita (Equateur) et Inguapi (Colombie). *Bull. Soc. Préhist. Française*, **2**, 133-144.
- DUDDY I.R., P.F. GREEN & G.M. LASLETT, (1988).** Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable Temperature Behaviour. *Chem. Geol.*, **73**, 25-38.
- FLEISCHER R.L., P.B. PRICE & E.M. SYMES, (1964).** Fission track ages and track-annealing behavior of some micas. *Science*, **143**, 349-351.
- GREEN P.F., (1980).** On the cause of the shortening of spontaneous fission track in certain minerals. *Nucl. Tracks*, **4**, 91-100.
- GREEN P.F., I.R. DUDDY, A.J.W. GLEADOW, P.R. TINGATE & G.M. LASLETT, (1986).** Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A Qualitative Discription. *Chem. Geol.*, **59**, 237-253.
- GREEN P.F., I.R. DUDDY, G.M. LASLETT, K.A. HEGARTY, A.J.W. GLEADOW & J.F. LOVERING, (1989).** Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **79**, 155-182.
- HURFORD A.J., (1990).** International union of geological sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 233-236.
- LAL D., R.S. RAJAN & A.S. TAMHANE, (1969).** Chemical composition of Z > 22 in cosmic rays using meteoritic minerals as detectors. *Nature*, **221**, 33.
- LASLETT G.M., I.R. DUDDY, A.J.W. GLEADOW & P.F. GREEN, (1987).** Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A Quantitative Analysis. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **65**, 1-13.
- MAURETTE M., P. PELLAS & R.M. WALKER, (1964).** Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, **LXXXVII**, 6-17.
- PRICE P.B. & R.M. WALKER, (1963).** Fossil tracks of charged particules in mica and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4847-4862.
- STORZER D., (1970).** Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **8**, 55-60.
- STORZER D. & G.A. WAGNER, (1969).** Correction of thermally fission track ages of tektites. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **5**, 463-468.
- STORZER D. & G. POUPEAU, (1973).** Ages-plateaux de minéraux et verres par la méthode des traces de fission. *C. R. Acad. Sc.*, **276**, 137-139.
- WAGNER G.A., (1988).** Apatite fission-track geochrono-thermometre to 60°C : Projected Length Studies. *Chem. Geol.*, **72**, 145-153.
- WAGNER G.A. & E. HEJL, (1991).** Apatite fission-track age-spectrum bases on track-length analysis. *Chem. Geol.*, **87**, 1-9.
- WAGNER G.A., A.J.W. GLEADOW & P.G. FITZGERALD, (1989).** The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis : Projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains. *Chem. Geol.*, **79**, 295-305.

***PREMIERE PARTIE***

***METHODOLOGIE***

***CHAPITRE -I-***

***DATATION PAR TRACES DE FISSION***

***Théorie, Technique***

DATATION PAR TRACES DE FISSION

*Théories, Techniques*

La datation par les traces de fission est l'une des méthodes isotopiques qui a connu son début dans les années soixante, avec les travaux de Price et Walker (1963). Les premières traces de fission spontanée de l'uranium ont été observées par ces auteurs dans des micas naturels; il s'agissait de traces issues de la désintégration spontanée de  $^{238}\text{U}$ . L'uranium peut être inclus dans de nombreux minéraux sous forme d'élément traces dont la teneur peut varier de quelques centaines de ppt à quelques ppb.

Dès 1964, on a observé que les traces de fission spontanée peuvent être remarquablement plus courtes que les traces induites de  $^{235}\text{U}$ , provoquées par capture des neutrons thermiques en réacteur nucléaire. On en a conclu, après plusieurs recherches, que les traces de fission spontanée ont la particularité d'enregistrer l'histoire thermique du matériel qui les renferme depuis son dernier refroidissement. Depuis, le domaine d'application de la méthode de datation par les traces de fission s'est élargi, par exemple à l'étude de l'histoire thermique des roches cristallines, de la dénudation des terrains métamorphiques, ainsi qu'à l'étude des paléotempératures des bassins sédimentaires et plus généralement en tectonique.

La méthode de datation par les traces de fission a connu alors un grand développement en géologie, comme en planétologie, archéologie...

**1- FORMATION DES TRACES DE FISSION**

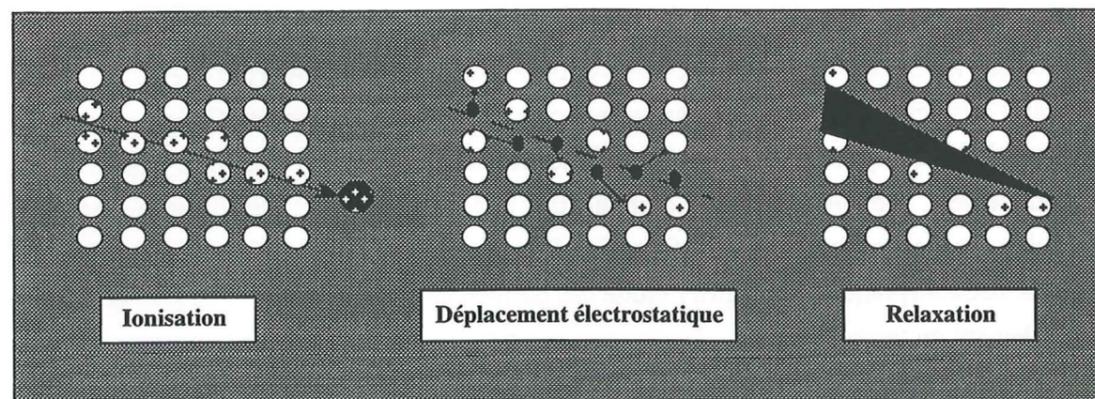
**1-1 Fission de l'uranium**

Dans la nature, l'uranium existe à plus de 99% sous forme de  $^{238}\text{U}$  et pour moins de 1% de  $^{235}\text{U}$ . L' $^{238}\text{U}$  est un isotope radioactif qui se désintègre aussi par fission spontanée, alors que l' $^{235}\text{U}$  est un isotope essentiellement radioactif qui fissionne par capture neutronique. Lors de leur fission, ces deux isotopes produisent deux atomes fils, appelés "fragments de fission", en libérant une énergie d'environ 200 MeV. Ces fragments sont éjectés selon deux directions opposées. Lorsque le phénomène se produit dans un minéral, ce recul induit une désorganisation locale du réseau cristallin par ionisation des atomes le long de leur trajet. Au fur et à mesure qu'ils s'éloignent l'un de l'autre, ces fragments perdent ainsi de leur énergie et sont rapidement stoppés.

**1-2 Notion de traces latentes**

Les détecteurs solides non conducteurs ou semi-conducteurs de grande résistivité, comme la plupart des minéraux, les verres et les plastiques, sont capables d'enregistrer le passage des

fragments de fission. Cet enregistrement est fonction de la sensibilité du détecteur solide. Le trajet de ces fragments de fission laisse apparaître une zone de dommage linéaire de très faible diamètre, inférieur à une centaine d'angströms et d'une longueur d'environ 10 à 25  $\mu\text{m}$  selon les détecteurs considérés : c'est une trace dite «**trace latente**». Le modèle appelé "pointes d'explosion ionique" (Fig. I-1) qui décrit la formation de ces traces latentes dans un minéral peut être résumé comme suit : lors de sa trajectoire dans un solide isolant ou semi-conducteur, une particule chargée provoque une ionisation des atomes le long de son parcours; il se produit aussitôt une série de répulsions électrostatiques, puis le milieu se réorganise. En résulte une zone métastable et déprimée en atomes qui constitue les traces latentes observables en microscopie électronique par transmission. La structure de ces traces latentes est toujours mal connue malgré les nombreuses études qui lui ont été consacrées (voir Durrani et Bull, 1985, chapitre 3).



**Figure I-1** : Modèle de "pointe d'explosion ionique" qui explique la formation des traces latentes dans un solide diélectrique. Lors de son passage, un fragment de fission chargé positivement, **ionise** les atomes qui se trouvent le long de son parcours. Un **déplacement d'origine électrostatique** en résulte et provoque ainsi une désorganisation du réseau cristallin. Ce dernier se **réorganise de manière élastique** et la zone perturbée formée est appelée "**trace latente**". Les traces latentes sont observables en microscopie électronique à transmission. (D'après Fleischer *et al.*, 1975)

Ces traces latentes peuvent être élargies par une attaque chimique jusqu'à des dimensions observables en microscopie optique. On parle alors de «**traces révélées**» qui sont celles sur lesquelles travaille le géochronologiste.

## 2- ATTAQUE CHIMIQUE DES TRACES DE FISSION

On a vu ci-dessus que les traces latentes enregistrées dans un solide diélectrique ont un diamètre très faible. Walker et coll. ont montré qu'il était possible de rendre visibles ces traces de fission en microscopie optique par une attaque chimique sélective. C'est une technique qui consiste à agrandir surtout le diamètre des traces. Elle a été appliquée dans un premier temps aux micas (Price et Walker, 1962), puis rapidement, à un grand nombre de détecteurs solides (Fleischer et Price, 1964; Fleischer *et al.*, 1975). Les solutions d'attaque utilisées pour la révélation des traces de fission dans différents matériaux sont très variables. Nous verrons plus loin quelques-unes d'entre elles qui nous ont été utiles pour dater différents types de détecteurs (apatites, zircons et verres volcaniques).

Les traces de fission révélées présentent une géométrie très variable qui dépend de la nature du

détecteur, de la vitesse d'attaque des traces  $V_t$  et de celle du cristal lui-même  $V_g$ . Le rapport des vitesses d'attaque  $V_g / V_t$ , toujours inférieur à 1, est le facteur principal qui caractérise la forme d'une trace. Par exemple, les traces révélées en forme de "comètes" (observées dans les apatites et les zircons) sont le résultat d'un rapport  $V_g / V_t$  très faible, alors que dans le cas des traces elliptiques à circulaires (cas des verres volcaniques), le rapport des vitesses de révélation est plus élevé.

### 2-1 Révélation des traces dans les apatites

La révélation des traces de fission dans les apatites fut tout d'abord pratiquée par Fleischer *et al.* (1965), Wagner (1966) et Naeser (1967) en utilisant l'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ ) à 65%, pendant une durée de 10 à 20 secondes à la température ambiante. Depuis, c'est toujours le même réactif qui est utilisé mais les conditions de température, de concentration et de durée d'attaque varient souvent d'un laboratoire à l'autre. Tout au long de ce travail, on a procédé à une révélation à l'acide nitrique à 1N ( $\approx 0,8\%$ ), à température ambiante et dans un bain ultrasonique pendant une durée de 45 secondes.

Nous avons étudié en détail la forme des traces de fission, les caractéristiques d'attaque chimique et la distribution des longueurs projetées et confinées ainsi que la densité des traces fossiles selon deux plans de cristallisation de l'apatite : le plan perpendiculaire à l'axe C du cristal et un plan parallèle à l'axe C. Pour cette analyse, nous avons utilisé l'apatite du Durango (standard géologique pour la datation par les traces de fission).

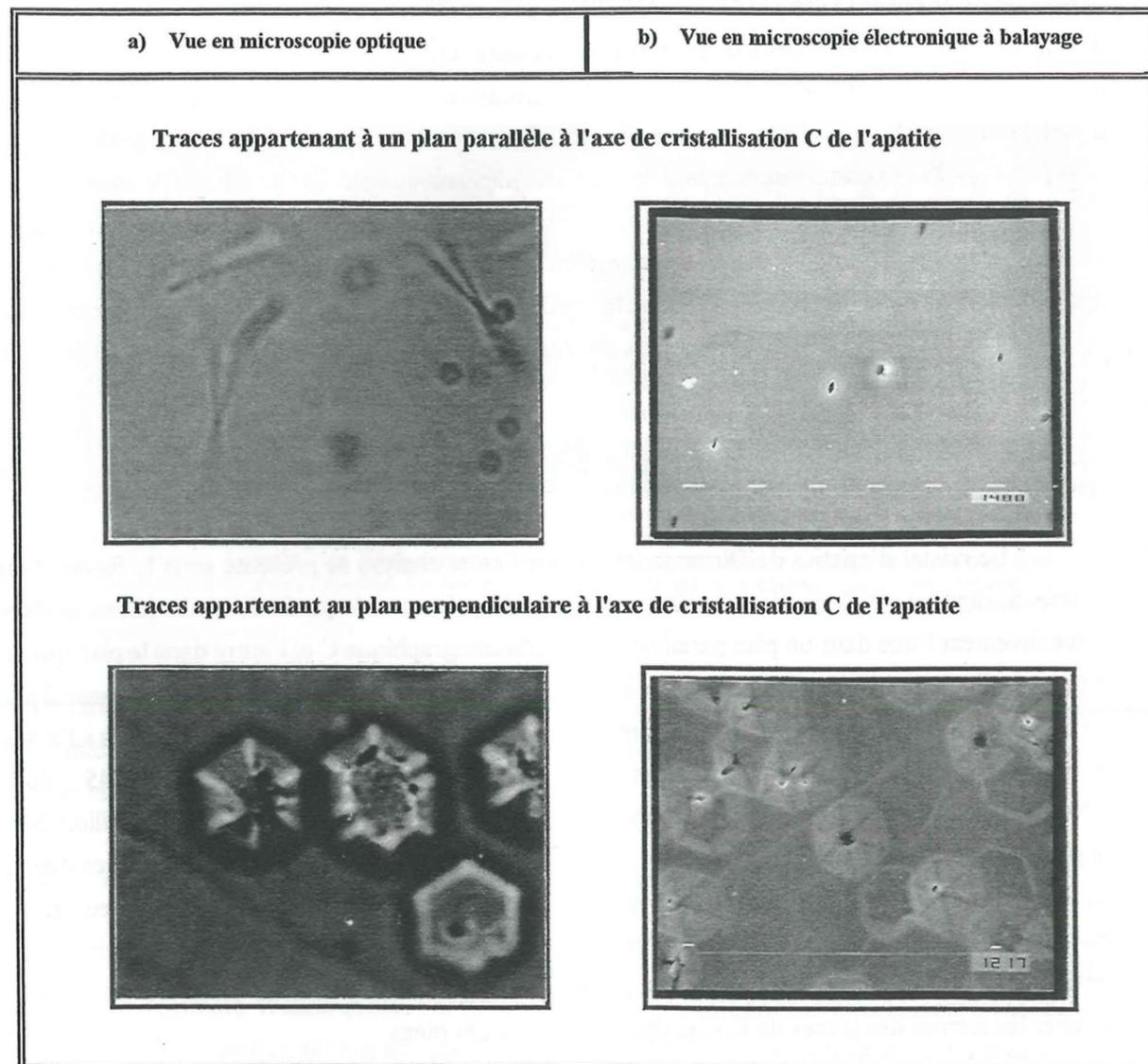
#### 2-1-1 Aspect expérimental

Le cristal d'apatite de Durango utilisé pour cette analyse se présente sous la forme d'un prisme hexagonal de 2 cm de longueur sur 1 cm d'épaisseur. A partir de deux lames taillées respectivement l'une dans un plan parallèle à l'axe cristallographique C et l'autre dans le plan qui lui est perpendiculaire à l'aide d'une scie à fil, on a pu découper 6 plaquettes de dimensions 2 mm / 2 mm x 1 mm. Les 12 échantillons ainsi obtenus ont été montés dans de l'araldite, polis et attaqués à l'acide nitrique à 1N, à température ambiante mais avec des temps d'attaque chimique variables : 45 s, 80 s, 120 s, 180 s, 240 s et 300 s. Ainsi, pour chaque durée d'attaque chimique, on a un échantillon dont le plan est parallèle à l'axe C et un autre dont le plan est perpendiculaire à l'axe C. Des mesures de densités, de diamètres et de longueurs projetées et confinées de traces fossiles ont été réalisées sur un microscope Leitz, avec un objectif x100 à immersion et des oculaires x10. Des photos en microscopie optique ainsi qu'en microscopie électronique à balayage (MEB) ont été réalisées afin de pouvoir étudier les formes des traces de fission dans chacun de ces plans.

#### 2-1-2 Résultats

Dans la figure I-2, on remarque que les traces en «comètes» sont sur le plan de polissage parallèle à l'axe C. Dans le plan 0001, apparaît en microscopie optique une figure hexagonale d'où semble «sortir» la trace.

La microscopie électronique à balayage donne quelques indications complémentaires sur la morphologie des traces. Ainsi, dans le plan parallèle à l'axe C peut-on observer que le débouché d'une trace sur le plan de polissage ne présente pas d'élargissement particulier. Il révèle que la trace possède une section de forme allongée parallèlement à l'axe C. Au contraire, dans le plan perpendiculaire à l'axe C, chaque trace est associée à une figure de corrosion pyramidale de base hexagonale : la révélation d'une trace induit la formation de cette figure de corrosion, dont le sommet est toujours situé sur la trace révélée elle-même. Toutes les figures de corrosion hexagonales présentent la même orientation, caractéristique de celle du réseau cristallin.



**Figure I-2 :** Allure des traces de fission révélées dans deux plans (parallèle et perpendiculaire à l'axe cristallographique C) perpendiculaires entre eux, dans l'apatite de Durango. Conditions d'attaque : HNO<sub>3</sub> à 1N, 20°C, pendant 120 secondes. On remarque la forme des traces en "comètes" sur le plan parallèle à l'axe C et des figures hexagonales sur le qui lui est perpendiculaire.

a) microscopie optique, objectif x100 à immersion et oculaire x10.  
 b) microscopie électronique à balayage, à un grossissement x1000.

Ces analyses ont montré qu'il existe fondamentalement deux types morphologiques de traces de fission dans le cristal de l'apatite : i) des traces toujours associées à des figures de corrosion hexagonales qui appartiennent au plan perpendiculaire à l'axe C et ii) des traces de forme en «aiguille», correspondant aux plans parallèles à l'axe C, et plus généralement à des plans sécants à l'axe C.

La figure I-3 montre une comparaison de l'évolution des deux types de morphologies observées sur deux plans différents du cristal de l'apatite, selon le temps d'attaque chimique.

Repérées sur le plan parallèle à l'axe C du cristal, ces traces apparaissent tout au début de l'attaque sous forme de "pointes" très fines. On remarque qu'une durée d'attaque de 45 s est encore faible pour que les traces d'un plan parallèle à l'axe C puissent se manifester, alors qu'une durée de révélation des traces de 80 s est suffisante pour que la forme des traces soit bien nette. Après une durée d'attaque de 120 s, la forme en pointes fines s'est développée en "aiguilles" bien définies. Sur le plan perpendiculaire à l'axe C, les traces apparaissent dès le premier temps d'attaque, c'est à dire à partir d'une durée de 45 s. Quelques traces montrent autour d'elles une forme en entonnoir qui se développe au fur et à mesure que le temps d'attaque se prolonge, selon des figures de corrosion pyramidales à base hexagonale, dont le dessin sur le plan de polissage reflète la symétrie de l'apatite, jusqu'à ce que les traces épousent totalement cette forme spectaculaire dans le cas d'une attaque beaucoup plus poussée, par exemple pour une durée de 240 s et 300 s (Fig. I-3).

Figure I-3

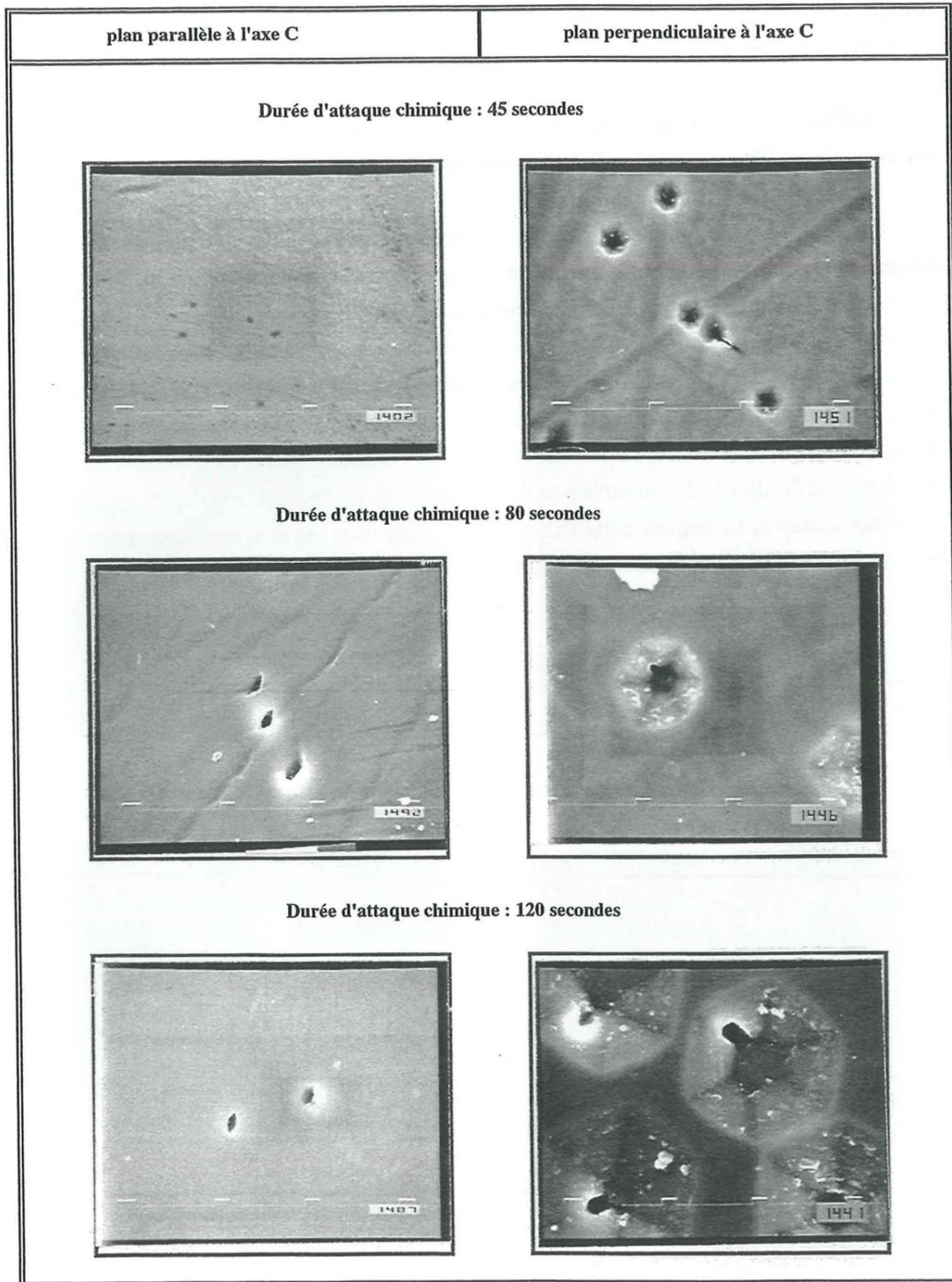


Figure I-3 (suite)

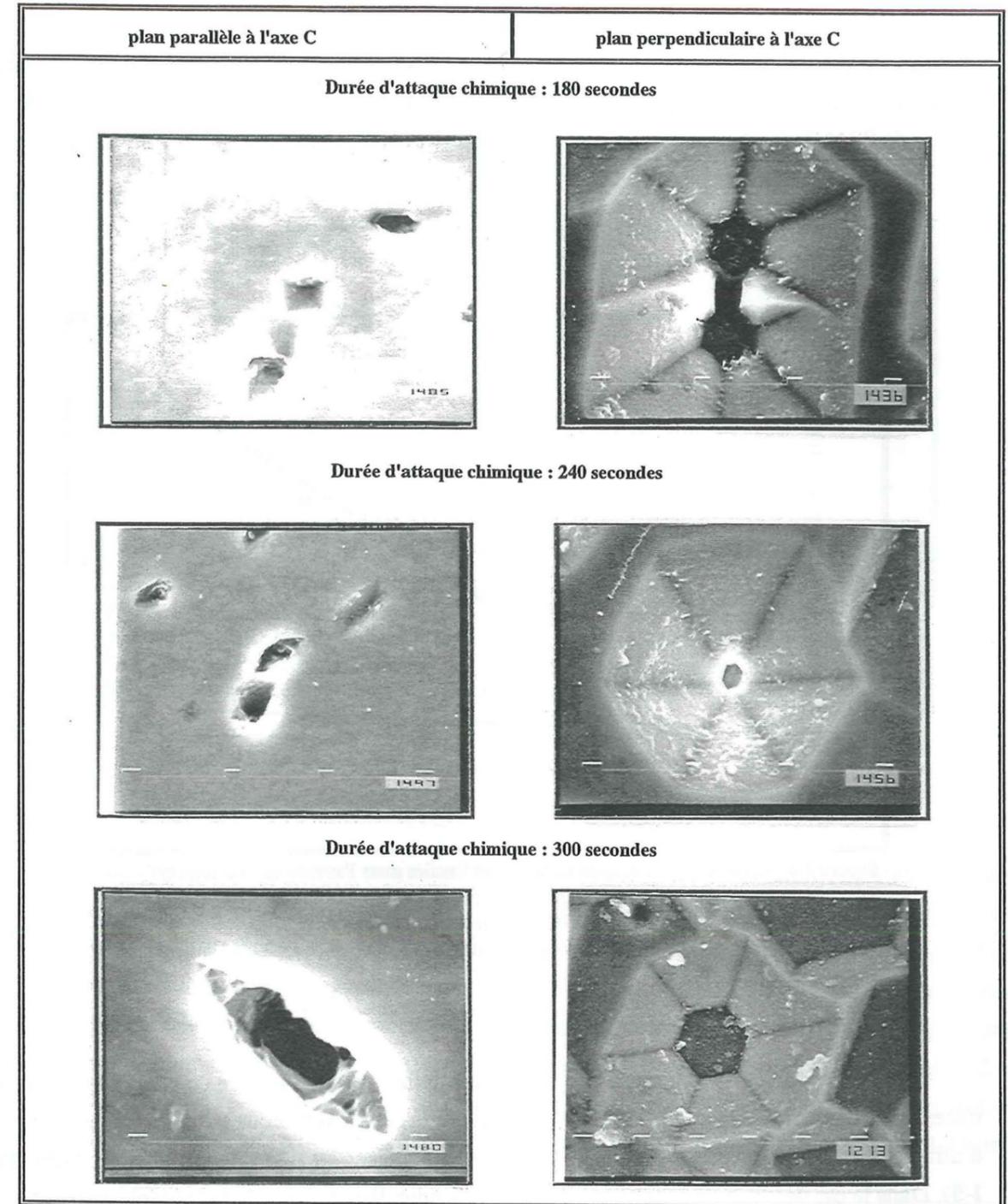
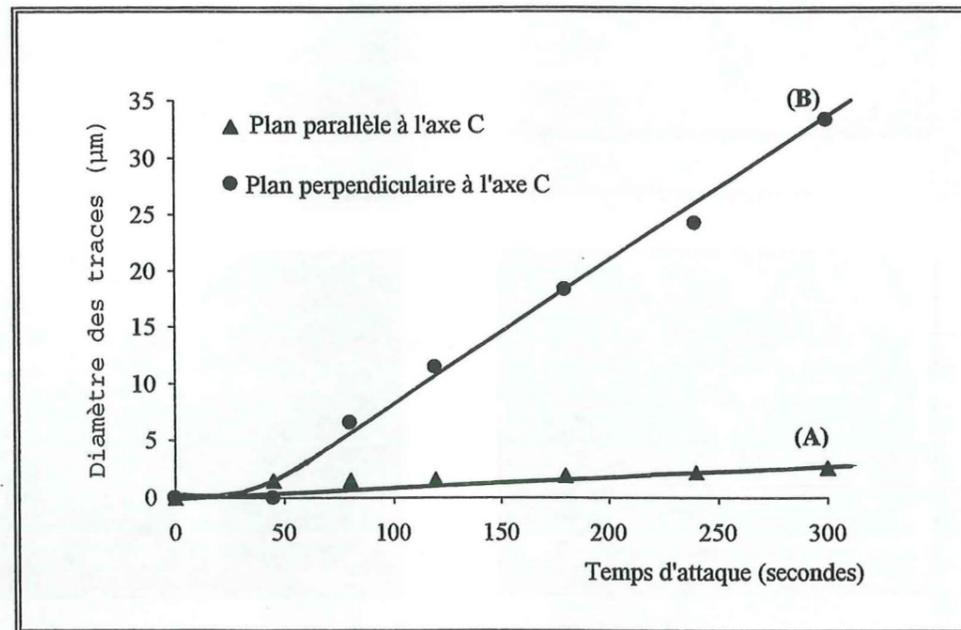


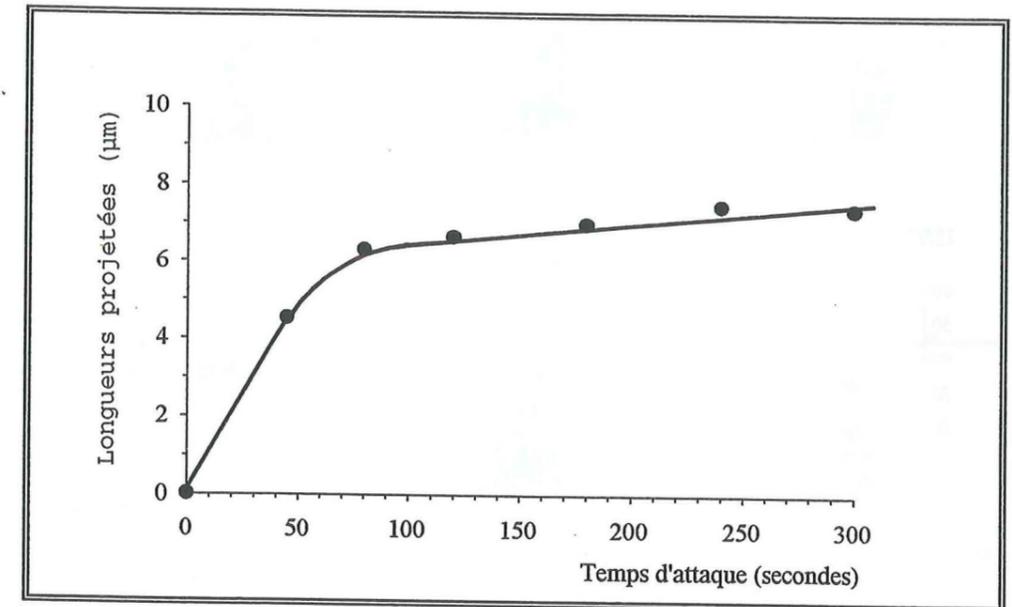
Figure I-3 : Evolution de la forme des traces de fission selon deux plans de cristallisation de l'apatite en fonction de la durée du temps d'attaque chimique. On observe deux types de morphologie des traces : traces en forme de comètes et traces associées à des figures de corrosion hexagonales. La taille des deux morphologies observées augmente au fur et à mesure que le temps d'attaque est plus long. Observation en microscopie électronique à balayage, grossissement x3500.

Dans la figure I-4, on a représenté graphiquement la relation diamètre des traces- ou des figures de corrosion-temps d'attaque chimique. Dans le plan perpendiculaire à l'axe C, il est difficile de mesurer le diamètre des traces, en raison de la croissance des figures de corrosion associées. En revanche, la largeur de la base de la figure de corrosion hexagonale croît linéairement avec le temps d'attaque. Ainsi, après un temps d'attaque de 300 secondes, le diamètre moyen d'une trace est de l'ordre de 2  $\mu\text{m}$  dans un plan parallèle à l'axe C, contre près de 35  $\mu\text{m}$  pour le débouché de la figure de corrosion associée, dans le plan 0001.



**Figure I-4** : Evolution des diamètres de traces fossiles dans l'apatite de Durango en fonction du temps d'attaque. Comparaison entre les traces de fission appartenant au plan perpendiculaire "courbe B" et au plan parallèle à l'axe C "courbe A". Les mesures sont effectuées en microscopie optique sous un objectif x100 à immersion et des oculaires x10.

Pour les mesures de longueurs projetées (voir définition en 4-1-1 de ce chapitre), seules les traces observées sur le plan parallèle à l'axe C ont été mesurées. On remarque qu'après un certain temps d'attaque, la longueur projetée moyenne des traces se stabilise vers une valeur d'environ 7  $\mu\text{m}$  (Fig. I-5). Dans le cas des traces appartenant au plan perpendiculaire à l'axe cristallographique C, il nous est impossible de mesurer ces longueurs en raison des figures de dissolution pyramidales associées.



**Figure I-5** : Evolution des traces projetées fossiles dans l'apatite de Durango en fonction du temps d'attaque chimique cumulé. Seules les traces observées sur le plan parallèle à l'axe C ont été mesurées. Les mesures sont effectuées en microscopie optique sous un objectif x100 à immersion et des oculaires x10.

Comme pour les longueurs projetées, on a aussi mesuré les longueurs des traces confinées fossiles (voir définition en 4-1-1 de ce chapitre) sur un plan parallèle à l'axe C. Une représentation graphique des distributions de longueurs confinées correspondant à différents temps d'attaque (Fig. I-6) montre l'évolution de la longueur des traces. Pour une attaque de 45 s, les traces confinées, encore très rares (seule huit traces ont été observées dans toute la surface de l'échantillon) présentent une longueur moyenne de  $13,36 \pm 0,27 \mu\text{m}$ , ainsi les longueurs individuelles sont comprises entre 12 et 14  $\mu\text{m}$ , avec un pic vers 12  $\mu\text{m}$ . Au fur et à mesure que le temps de révélation est plus important, la distribution des longueurs montre une évolution de la moyenne des longueurs jusque vers 14-15  $\mu\text{m}$ .

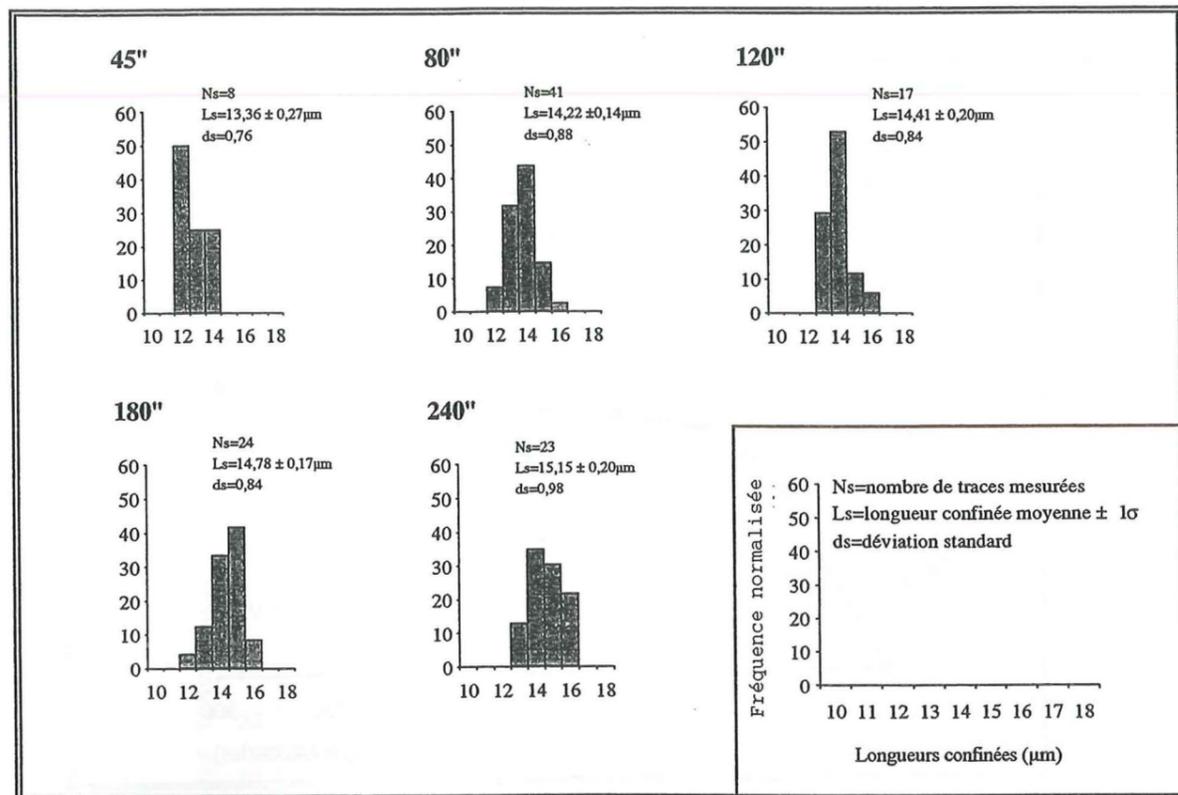


Figure I-6 : Distributions de longueurs des traces confinées fossiles sur un plan parallèle à l'axe de cristallisation C du cristal d'apatite de Durango. Les valeurs 45'', 80'', 120'', 180'' et 240'' étant les temps d'attaque chimique à l'acide nitrique (HNO<sub>3</sub>) à 1 N.

Nous avons reporté dans la **figure I-7-a** les valeurs des longueurs confinées de traces fossiles (ce travail) et induites (Watt et Durrani, 1985), révélées dans les mêmes conditions. On observe que la croissance des longueurs confinées est très rapide dans les 50 premières secondes d'attaque chimique, puis qu'elle augmente très peu ensuite. Les deux types de comportements correspondent d'une part, à la révélation des traces, puis à la croissance très limitée de leur diamètre avec le temps d'attaque (**Fig. I-4**).

On observe également que pour tout temps d'attaque, après 50 secondes, la longueur confinée des traces induites est légèrement supérieure, d'environ 1 μm, aux traces fossiles. Cette différence a été aussi observée chez d'autres auteurs, où, selon les conditions d'attaque, les longueurs confinées moyennes de traces de fission fossiles sont plus courtes, d'environ 1 à 1,5 μm, que celles des traces induites (Gleadow *et al.*, 1986).

L'évolution des densités de traces avec le temps d'attaque a été représentée dans la **figure I-7-b**, sous forme normalisée. En effet, on observe qu'après un certain temps d'attaque, la densité des traces révélées ne croît plus. Si cette valeur limite de la densité est appelée Dpl ("densité plateau"), les courbes (D / Dpl), pour les traces induites et fossiles, atteignent la valeur de saturation : D / Dpl = 1, après environ 50 secondes d'attaque chimique. Cette durée d'attaque correspond à la révélation

à peu près complète de la longueur des traces, comme le montre la figure I-7-a. Le fait qu'après le temps d'attaque, le rapport D / Dpl n'augmente plus, montre que la vitesse d'attaque du cristal d'apatite est pratiquement nulle (pas d'apparition de nouvelles traces très fines). On peut donc en conclure que dans les conditions d'attaque utilisées dans ce travail, le rapport Vg / Vt est proche de zéro.

Enfin, on constate que traces induites et fossiles, du point de vue de l'évolution des densités révélées avec le temps d'attaque, présentent le même comportement.

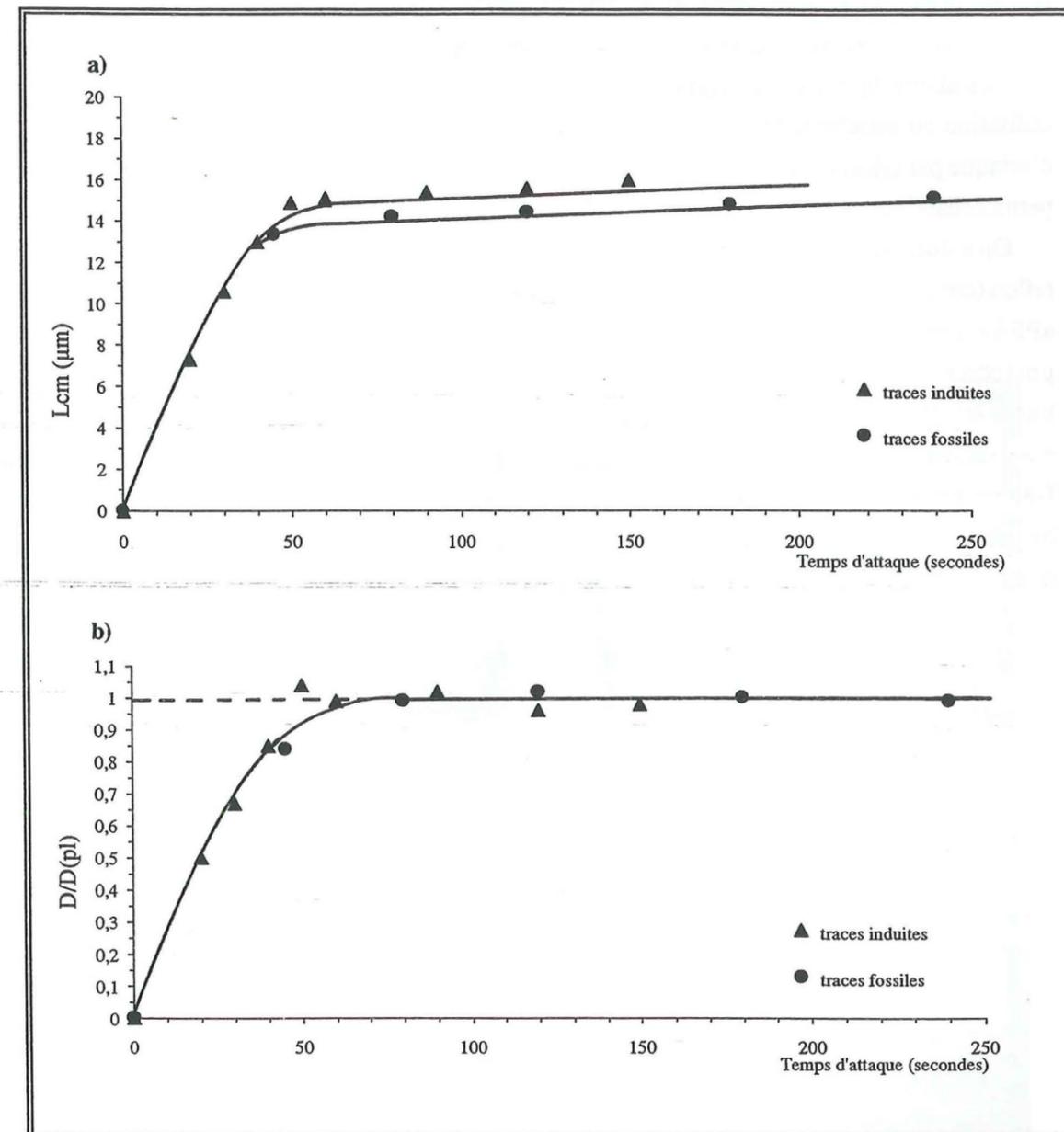


Figure I-7 : Relation temps d'attaque - longueurs confinées et densité de traces dans l'apatite du Durango :

a) longueur confinée moyenne des traces induites (Watt et Durrani, 1985) et des traces fossiles (présent travail),

b) densité des traces induites (Watt et Durrani, 1985) et fossiles (présent travail).

Avec : Lcm et D/D(pl), respectivement, moyenne des longueurs confinées de traces et densité normalisée par rapport à la densité plateau.

NB : révélation des traces par HNO<sub>3</sub> à 1N.

## 2-2 Révélation des traces dans les zircons

Depuis que la méthode de datation par les traces de fission a pris place dans la géochronologie, les zircons ont été beaucoup moins étudiés que d'autres matériaux tels que les apatites et les verres volcaniques. Ceci est dû en partie aux problèmes de révélation des traces fossiles. Les trois premières méthodes de révélation des traces dans les zircons proposées par : Fleischer *et al.* (1964), Naeser (1969) et Krishnaswami *et al.* (1974), peu pratiques, les rendent presque non utilisables, surtout dans le cas où les grains de zircons ne dépassent pas une taille d'environ 200  $\mu\text{m}$ .

La stabilité des traces de fission dans les zircons est supérieure à celle des apatites, ce qui rend leur utilisation en géochronologie assez importante, d'où le développement en 1976 d'une technique d'attaque par Gleadow *et al.* (1976), qui est beaucoup plus simple et pratique, en particulier pour de petits échantillons.

On a donc adopté cette dernière technique : les grains de zircon sont montés dans une feuille de teflon (copolymère de tétrafluoroéthylène-perfluoroalcoxyéthylène) de 300  $\mu\text{m}$  d'épaisseur, de type «PFA» transparent. Un polissage à la poudre d'alumine à des granulométries de : 7  $\mu\text{m}$ , 1  $\mu\text{m}$  et 0,3  $\mu\text{m}$  (comme pour les apatites) a été utilisé pour dégager une surface interne du minéral. L'attaque des traces latentes s'est effectuée dans un eutectique KOH + NaOH, dans les proportions 11,5 g (KOH) + 8 g (NaOH) et à une température de 225-235°C. Nous avons établi une courbe de calibration (Fig. I-8) pour la révélation des traces fossiles de deux échantillons étalons (Fish Canyon Tuff et Buluk Member Tuffs). Pour chaque durée d'attaque, les densités de traces fossiles ont été mesurées dans trois montages différents (deux pour le BTM et un pour le FCT).

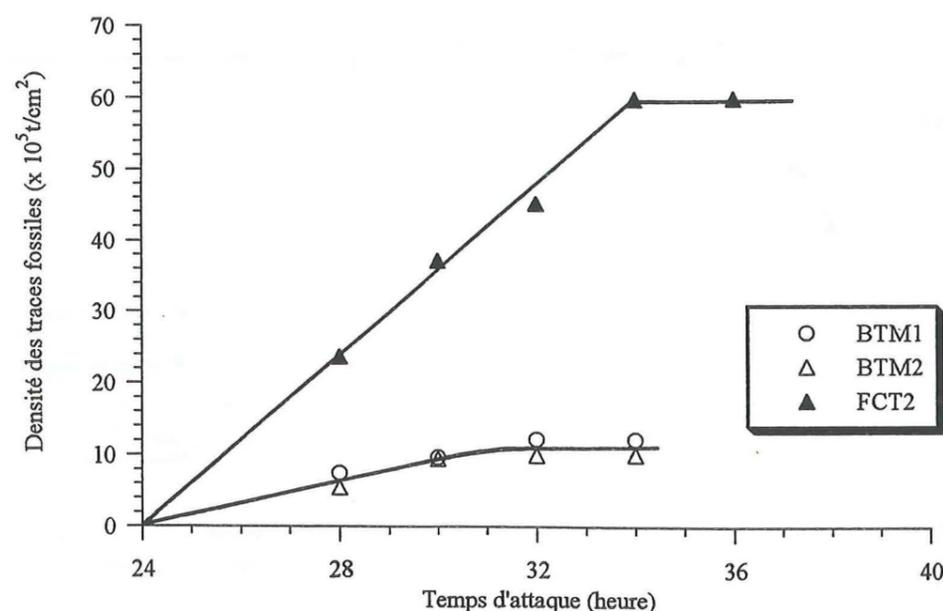


Figure I-8 : Courbes de calibration de la révélation des traces de fission fossiles dans deux échantillons étalons de zircon : Fish Canyon Tuff (FCT2) et Buluk Member Tuffs (BMT1 et BMT2).

La durée de l'attaque chimique n'est pas la même pour les deux échantillons traités car la densité des traces se stabilise après des durées d'attaque différentes : pour les FCT, cette durée est de 36 h alors que pour les BTM, elle est de 34 h. Le temps d'attaque est donc fonction de la densité des traces fossiles et par conséquent en grande partie de l'âge du zircon. Les traces de fission révélées ont toutes une forme en "comètes" (Fig. I-9) du fait que seules les traces sur les faces quadratiques du grain de zircon sont utilisées pour la datation par traces de fission.

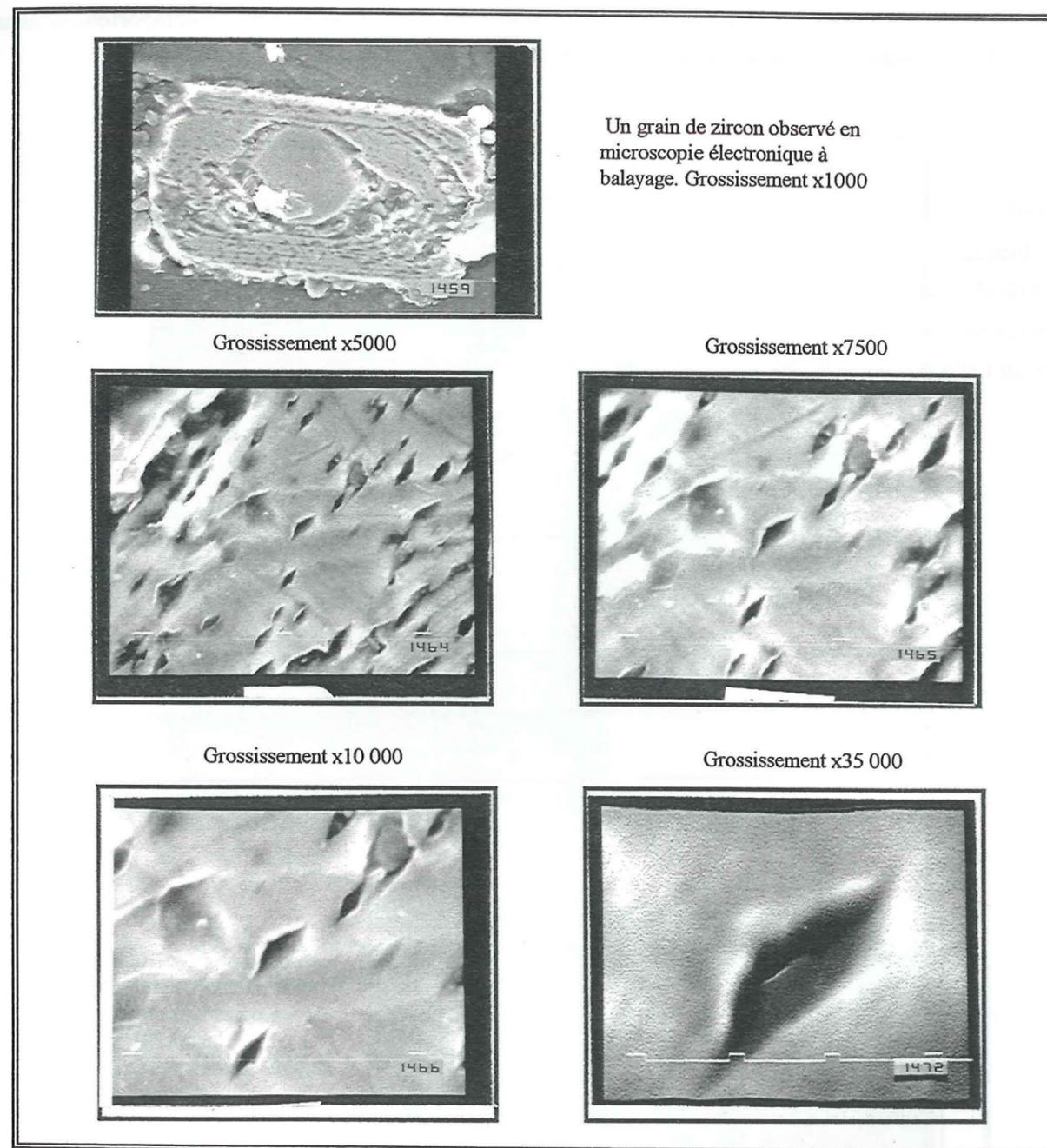


Figure I-9 : Exemple d'un grain de zircon extrait de la granodiorite du massif de Monte Capanne (île d'Elbe, Italie). Le plan de polissage est parallèle à l'axe de cristallisation C du zircon. On observe sur la photo du haut un cristal de zircon zoné. Les quatre autres photos montrent la forme de la section des traces obtenue après une attaque chimique dans un eutectique KOH + NaOH à une température de 238°C pendant 28 h. Les traces présentent une section allongée, l'axe d'allongement étant parallèle à l'axe C du cristal.

### 2-3 Les verres volcaniques

Dans les verres volcaniques, l'attaque chimique que nous avons choisie utilise l'acide fluorhydrique à 20% à une température de 20°C et pendant une durée de 90 à 150 secondes. Le rapport de vitesses de dissolution ( $V_g / V_t$ ) est relativement élevé, ce qui explique la forme ovoïde à circulaire (Fig. I-10-a) des traces dans ce type de matériel. Une courbe de calibration d'attaque des verres volcaniques a été établie à partir d'une obsidienne "Macusanite"; elle décrit un comportement assez caractéristique des verres volcaniques (Fig. I-10-b).

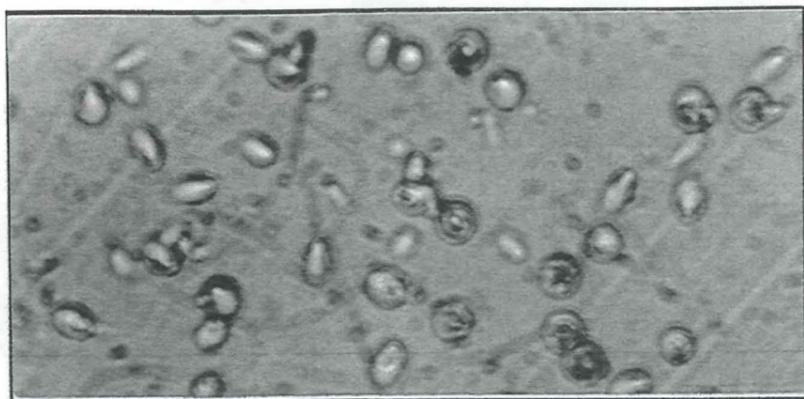


Figure I-10-a : Traces de fission de forme elliptique à circulaire dans une obsidienne. Grossissement x1000.

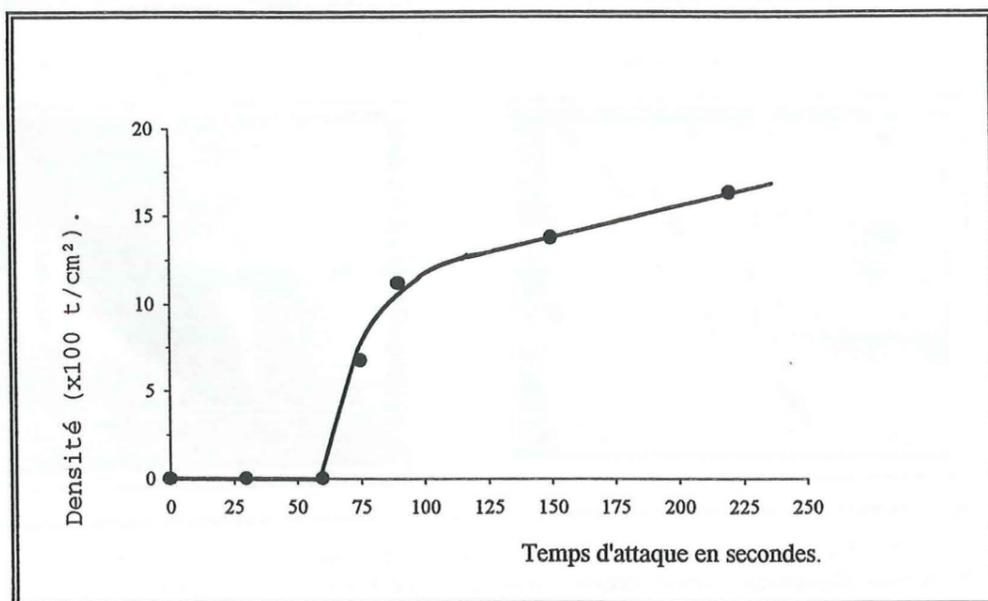
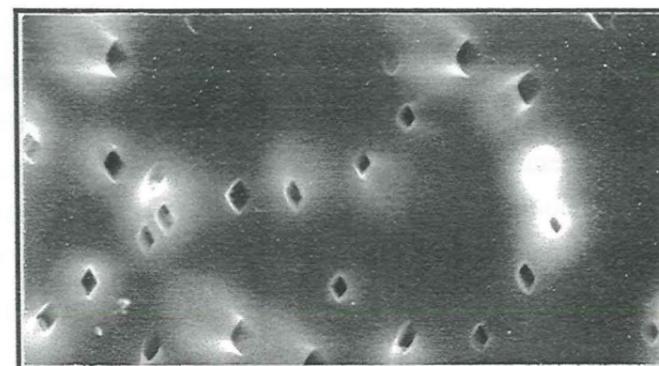


Figure I-10-b : Relation temps d'attaque-densité des traces de fission spontanée dans un verre volcanique. Exemple pris dans un échantillon de "Macusanite", obsidienne du SE péruvien.

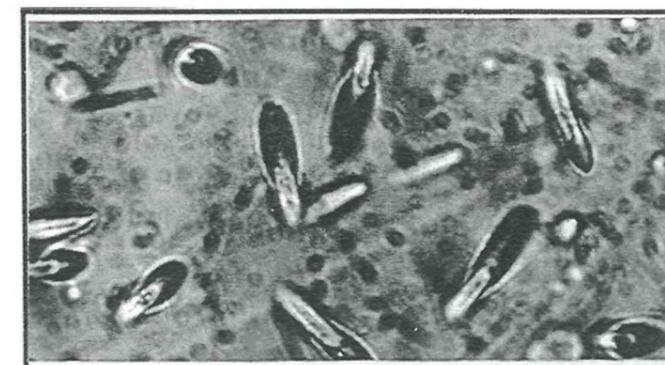
Les premières traces observables en microscopie optique apparaissent après environ 50 s d'attaque. La densité croît ensuite très vite jusque vers 75 s, puis lentement. La croissance rapide correspond à l'essentiel de la révélation des traces. Après 75 secondes, la croissance plus réduite de la densité correspond à l'apparition de nouvelles traces par suite de la dissolution du verre lui-même, alors que les traces préexistantes continuent à s'élargir. Cette croissance de la densité après 75 secondes est due à un rapport  $V_g / V_t$  qui n'est plus négligeable, contrairement à ce que nous avons observé pour l'apatite. C'est aussi la valeur élevée de ce rapport qui est responsable de la forme ovoïde à circulaire des traces de fission dans les verres, comme nous l'avons signalé plus haut.

### 2-4 Autres détecteurs

Nous avons utilisé dans ce travail comme «détecteurs externes» (voir 3-2-2 du même chapitre) des feuillets de mica muscovite naturel et de kapton ("polyimide film" : polyéthylène glycol). Ces deux types de matériaux nécessitent deux techniques différentes de révélation des traces de fission. Dans le cas des micas, l'attaque se fait à l'aide de l'acide fluorhydrique à 40% et à une température de 20°C, pendant 70 mn (Fig. I-11-a). Alors que dans le kapton, la révélation des traces se fait dans une solution de NaOCl (14%) + NaCl (12%) à ébullition pendant 8 mn (Fig. I-11-b).



a) Traces de fission dans les muscovites : elles se présentent sous forme de prismes à section losangique. Grossissement x1000 à sec.



b) Traces de fission en forme ovoïde dans un détecteur externe de "kapton". Grossissement x1000 à immersion.

Figure I-11 : Les traces observées dans les deux types de détecteurs externes sont révélées dans les conditions précisées dans le texte. Les photos ont été prises en microscopie optique.

### 3- LES AGES TRACES DE FISSION : CALCUL ET CALIBRATION

#### 3-1 Equation d'âge et paramètres de calibration

La méthode de datation par les traces de fission permet d'évaluer un âge isotopique pour les minéraux et les verres volcaniques à partir de l'équation d'âge (1) donnée par Price et Walker (1963) (cf. Annexe A).

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \times \text{Ln} \left( 1 + \frac{(\rho_s \times g \times \lambda_\alpha \times \Phi \times \sigma \times I)}{\rho_i \times \lambda_f} \right) \quad (1)$$

où

$$\lambda_\alpha = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$$

$$I = 7,253 \times 10^{-3}$$

$$\sigma = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$$

$\rho_s$  et  $\rho_i$  sont respectivement la densité des traces fossiles et induites

Dans l'équation (1), les valeurs des constantes  $\lambda_\alpha$ ,  $I$  et  $\sigma$  qui sont respectivement, la constante de désintégration par radioactivité  $\alpha$  de  $^{238}\text{U}$ , le rapport des abondances isotopiques  $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$  et la section efficace de fission de  $^{235}\text{U}$  par capture de neutrons thermiques, sont bien connues. Mais la valeur de la constante de fission spontanée de  $^{238}\text{U}$  ( $\lambda_f$ ) est encore discutée, malgré les nombreuses déterminations qui en ont été effectuées depuis 1940. D'autre part, la détermination de la fluence ( $\Phi$ ) n'est pas facile à réaliser. On sait la mesurer avec une précision de  $\pm 1-3\%$  mais avec une exactitude entachée d'une erreur systématique pouvant atteindre  $\pm 10-15\%$  (Carpenter, 1984).

$g$  est un facteur de géométrie égal à 1 dans la technique de datation par population et soustraction et à 0,5 dans la technique du détecteur externe (voir ci-dessous).

Les problèmes liés aux paramètres  $\lambda_f$  et  $\Phi$  de l'équation d'âge (1) peuvent être éliminés par l'utilisation de la calibration «zêta» proposée par Fleischer et Hart en 1972, et mise en oeuvre dans les années 80.

#### 3-1-1 Calibration zêta « $\xi$ »

##### a) Mode de calcul

La première utilisation pratique de cette calibration zêta a été réalisée en 1982 et en 1983 par Hurford et Green, elle consiste à irradier un échantillon étalon d'âge géologique connu avec des verres "moniteurs" de teneur en uranium connue et homogène.

L'équation d'âge traces de fission peut s'écrire:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \text{Ln} \left( 1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha B \rho_d \sigma I}{\rho_i \lambda_f} \right) \quad (1')$$

où  $\Phi = B \times \rho_d$

La densité des traces induites ( $\rho_d$ ) mesurée dans les détecteurs externes des verres moniteurs est proportionnelle à la fluence neutronique ( $\Phi$ ), le facteur  $B$  étant a priori inconnu.

On définit un paramètre  $\xi$  par:

$$\xi = \frac{B \sigma I}{\lambda_f}$$

l'équation d'âge devient alors:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \text{Ln} \left( 1 + \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \times \lambda_\alpha g \rho_d \xi \right) \right) \quad (2')$$

Si les densités fossiles  $\rho_s$  et induites  $\rho_i$  sont mesurées dans un échantillon standard d'âge connu ( $t_{st}$ ), on peut écrire l'équation (2') sous la forme:

$$\xi = \frac{\exp(\lambda_\alpha t_{st}) - 1}{\frac{\rho_{s(st)}}{\rho_{i(st)}} \lambda_\alpha g \rho_d} \quad (3')$$

L'âge d'un échantillon étalon (minéral volcanique n'ayant subi aucun réchauffement au-delà de  $60^\circ\text{C}$  environ) étant bien connu, on calcule donc  $\xi$  à partir de trois mesures de densités de traces:  $\rho_{f(st)}$ ,  $\rho_{i(st)}$  et  $\rho_d$  qui sont respectivement la densité des traces fossiles et induites de l'échantillon standard et la densité des traces induites des verres moniteurs. Le paramètre  $\xi$  est ainsi déterminé une fois pour toutes à partir de plusieurs standards et de plusieurs irradiations. C'est l'équation (2') qui sera utilisée en routine pour la datation par traces de fission.

##### b) Résultats pour l'apatite

Les valeurs de zêta sont calculées pour deux types de moniteurs «NIST»: les verres 962 et 963 du National Institute of Standards and Technology (Maryland, USA), à partir de deux standards géologiques: les apatites du Fish Canyon Tuff (FCT, Sud du Colorado, USA) et celles de

Durango (Cerro de Mercado, Durango, Mexique). Les âges de référence de ces échantillons sont donnés dans le tableau I-1. Nous avons adopté comme âges de références la valeur pondérée de  $27,74 \pm 0,17$  Ma pour le FCT et  $31,40 \pm 0,30$  Ma pour Durango.

Standards	Auteurs	Méthode	Minéraux	Âges $\pm 2\sigma$ (Ma)
Fish Canyon Tuff	Steven & al., (1967)	K-Ar	Plagioclase, Sanidine, Biotite & Hornblende	27,90 $\pm$ 0,70
				Hurford & Hammerschmidt, (1985)
	Kunk & al. (1985)	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	Biotite	27,80 $\pm$ 0,20
		$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	Plagioclase, Sanidine, Biotite & Hornblende	27,79 $\pm$ 1,40
<b>Moyenne pondérée =</b>				<b>27,74 <math>\pm</math> 0,17 (Ma)</b>
Durango	Naeser & Fleischer (1975)	K-Ar	Feldspath	30,68 $\pm$ 0,62
		K-Ar	Feldspath	31,40 $\pm$ 0,62
		K-Ar	Feldspath	30,88 $\pm$ 0,62
		K-Ar	Feldspath	31,91 $\pm$ 0,72
		K-Ar	Feldspath	32,32 $\pm$ 0,72
		<b>Moyenne pondérée =</b>		
Buluk Member Tuff	McDougall & Watkins (1985)	K-Ar	Feldspath-K	16,10 $\pm$ 0,20
		K-Ar	Feldspath-K	16,40 $\pm$ 0,20
<b>Moyenne pondérée =</b>				<b>16,25 <math>\pm</math> 0,14 (Ma)</b>

**Tableau I-1 :** Ages de références K-Ar et  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  des trois standards géologiques (Fish Canyon Tuff, Durango et les Buluk Member Tuffs) utilisés pour la datation par les traces de fission des apatites et des zircons. Les valeurs adoptées au Laboratoire de Géophysique Nucléaire de Grenoble sont les valeurs pondérées reportées en gras.

Les apatites ont été datées par deux techniques différentes : celle du détecteur externe où le facteur g est de 0,5 et celle des populations où le facteur g est de 1. Les résultats obtenus par différents membres du Laboratoire de Géophysique Nucléaire (Grenoble) sont présentés sous forme de tableaux (voir tableau I-2, I-3 et I-4).

Pour les moniteurs 962, nous avons calculé le facteur  $\xi_{962}$  à partir des apatites du FCT et d'un cristal de Durango. Dans le cas des FCT (Tab. I-2), on a utilisé deux irradiations différentes. L'une (93-5) où une seule valeur de  $\xi_{962}$  a été calculée, de  $317 \pm 15$ , est traitée par la technique du détecteur externe et l'autre (90-3) par la méthode des populations nous a permis d'obtenir une valeur pondérée

de quatre mesures de  $\xi_{962}$  de  $316 \pm 7$ . La valeur adoptée dans le présent travail est la moyenne pondérée des deux valeurs obtenues par les deux méthodes, cette valeur est de  $317 \pm 6$ . Nos résultats sont en bon accord avec la vingtaine de mesures effectuées par les autres membres du laboratoire de Grenoble, comprises entre  $312 \pm 6$  et  $320 \pm 11$ .

Obs.	Irrd.	ns	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^6$ (t/cm <sup>2</sup> )	ni	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^6$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\rho_s/\rho_i$	g	Nd	$\rho_d \pm 1\sigma$ $\times 10^6$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\zeta \pm 1\sigma$
NS	90-3	92	477	1,02 $\pm$ 0,04	100	1535	3,01 $\pm$ 0,06	0,339	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	311 $\pm$ 16
		184	1164	2,12 $\pm$ 0,05	105	2016	6,44 $\pm$ 0,06	0,329	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	320 $\pm$ 12
		120	756	2,11 $\pm$ 0,06	120	2320	6,49 $\pm$ 0,07	0,325	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	324 $\pm$ 14
		100	635	2,13 $\pm$ 0,07	130	2402	6,20 $\pm$ 0,07	0,344	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	306 $\pm$ 14
	93-5	42	572	2,67 $\pm$ 0,11	42	1952	9,12 $\pm$ 0,21	0,293	0,50	15864	5,990 $\pm$ 0,048	317 $\pm$ 15
<b>mp=</b>												<b>317 <math>\pm</math> 6</b>
LL	87-1	64	487	1,49 $\pm$ 0,07	64	1199	3,69 $\pm$ 0,12	0,404	1,00	53932	2,167 $\pm$ 0,070	318 $\pm$ 17
		60	487	0,75 $\pm$ 0,05	60	1149	1,77 $\pm$ 0,07	0,424	1,00	53932	2,167 $\pm$ 0,070	303 $\pm$ 16
	90-3	100	725	1,42 $\pm$ 0,06	90	1890	4,12 $\pm$ 0,09	0,345	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	305 $\pm$ 13
		150	1252	1,64 $\pm$ 0,05	150	3851	5,04 $\pm$ 0,08	0,325	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	324 $\pm$ 11
		160	1396	1,71 $\pm$ 0,05	100	2653	5,20 $\pm$ 0,10	0,329	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	320 $\pm$ 11
		343	1031	1,77 $\pm$ 0,10	225	1968	5,16 $\pm$ 0,02	0,343	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	307 $\pm$ 12
109	650	1,80 $\pm$ 0,07	106	1819	5,19 $\pm$ 0,14	0,347	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	303 $\pm$ 14		
<b>mp=</b>												<b>312 <math>\pm</math> 6</b>
MD	90-3	188	1009	1,80 $\pm$ 0,05	143	2151	5,05 $\pm$ 0,05	0,356	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	296 $\pm$ 11
EL	87-3	80	265	1,48 $\pm$ 0,09	80	1014	11,29 $\pm$ 0,38	0,131	1,00	19670	6,744 $\pm$ 0,140	315 $\pm$ 22
		90-3	200	610	0,60 $\pm$ 0,02	150	1378	1,80 $\pm$ 0,05	0,333	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016
	93-5	34	520	1,86 $\pm$ 0,08	34	1891	6,78 $\pm$ 0,16	0,274	0,53	15864	5,990 $\pm$ 0,048	320 $\pm$ 16
<b>mp=</b>												<b>320 <math>\pm</math> 11</b>
EM	90-3	180	861	1,44 $\pm$ 0,06	150	2056	4,15 $\pm$ 0,12	0,347	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	303 $\pm$ 12
		87-3	160	480	0,63 $\pm$ 0,03	120	2759	4,83 $\pm$ 0,14	0,130	1,00	19670	6,744 $\pm$ 0,140
<b>mp=</b>												<b>312 <math>\pm</math> 11</b>
GB	87-3	300	1191	1,63 $\pm$ 0,05	100	3069	12,63 $\pm$ 0,44	0,129	1,00	19670	6,744 $\pm$ 0,140	320 $\pm$ 11
GP	90-3	160	696	1,43 $\pm$ 0,04	297	4304	4,28 $\pm$ 0,09	0,334	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	315 $\pm$ 13
AMN	90-3		957	1,82 $\pm$ 0,05		2097	5,49 $\pm$ 0,12	0,332	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	317 $\pm$ 13
MT	93-5	47	568	1,48 $\pm$ 0,06	47	1933	5,03 $\pm$ 0,11	0,294	0,50	15864	5,990 $\pm$ 0,048	316 $\pm$ 15
		90-3	123	1091	1,08 $\pm$ 0,03	123	3275	3,25 $\pm$ 0,06	0,332	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016
<b>mp=</b>												<b>316 <math>\pm</math> 9</b>
IS	90-3	50	372	1,42 $\pm$ 0,07	50	1097	4,18 $\pm$ 0,13	0,340	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	310 $\pm$ 19
		55	835	2,89 $\pm$ 0,10	60	2698	8,56 $\pm$ 0,16	0,338	1,00	25599	2,640 $\pm$ 0,016	312 $\pm$ 13
	93-5	30	429	2,72 $\pm$ 0,13	30	1527	9,69 $\pm$ 0,25	0,281	0,50	15864	5,990 $\pm$ 0,048	330 $\pm$ 18
<b>mp=</b>												<b>315 <math>\pm</math> 9</b>

**Tableau I-2 :** Calcul du paramètre de calibration zêta pour les apatites, à l'aide du standard géologique FCT (méthode des populations et du détecteur externe) et du verre dosimètre 962. Résultats comparatifs entre différents observateurs. Avec en colonne 1 : différents observateurs, en colonne 2 : numéro d'irradiation; ns (ni), Ns (Ni) et ps (pi) sont respectivement le nombre de champs comptés, le nombre de traces fossiles (induites) comptées et la densité des traces fossiles (induites).  $\xi$  étant le paramètre zêta. L'âge de référence des FCT est de  $27,74 \pm 0,17$  Ma. Toutes les erreurs sont calculées à  $1\sigma$ . Les différents observateurs sont : NS, Naïma SABIL; LL, Lidia LELARGE; MD, Mohammed DERROUS; EL, Erika LABRIN; ME, MANSOUR El mahdi; GB, Golio BIGAZZI; GP, Gérard POUPEAU; AMN, Ana Maria NETTO; MT, Mohammed Taïbi et IS, Ignacio SELL.

Le paramètre  $\xi_{962}$  a été déterminé aussi à partir du standard d'apatite Durango. Le matériel utilisé, traité selon les méthodes des populations et du détecteur externe provenait de trois irradiations différentes (91-2, 92-1 et 93-1) effectuées au réacteur nucléaire d'Orphée (Centre d'Etude Nucléaire de Saclay). Les valeurs obtenues à partir de ces deux méthodes (Tab. I-3) sont en accord entre elles et avec celles calculées pour le FCT (certaines mesures ont été refaites deux fois), d'où une moyenne pondérée de ces cinq mesures qui est de  $324 \pm 5$ .

On remarque que la valeur de zêta obtenue à partir du standard Durango est légèrement plus élevée que celle obtenue à partir du standard Fish Canyon Tuff, mais demeure indistinguable de celle-ci à  $\pm 2\sigma$ . Nous avons donc adopté la moyenne pondérée de nos deux valeurs sur Durango et FCT dans la suite de ce travail, soit  $\xi = 321 \pm 4$ .

Obs.	Irrd.	ns	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^5 (t/cm^2)$	ni	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^5 (t/cm^2)$	$\rho_s/\rho_i$	g	Nd	$\rho_d \pm 1\sigma$ $\times 10^5 (t/cm^2)$	$\xi \pm 1\sigma$
NS	91-2	106	1736	$1,93 \pm 0,05$	106	1330	$1,48 \pm 0,04$	1,304	0,50	25730	$1,470 \pm 0,020$	$328 \pm 12$
		128	1478	$1,36 \pm 0,04$	120	1810	$4,95 \pm 0,12$	0,275	1,00	9868	$3,750 \pm 0,004$	$305 \pm 11$
		150	1796	$1,41 \pm 0,03$	150	2423	$5,30 \pm 0,11$	0,266	1,00	9868	$3,750 \pm 0,004$	$316 \pm 10$
		126	1354	$2,12 \pm 0,06$	126	3836	$5,99 \pm 0,10$	0,354	0,50	17910	$5,300 \pm 0,040$	$336 \pm 11$
93-1	100	1093	$2,15 \pm 0,07$	100	3100	$6,10 \pm 0,11$	0,352	0,50	17910	$5,300 \pm 0,040$	$337 \pm 12$	
	<b>mp =</b>											<b><math>324 \pm 5</math></b>
LL	91-2	160	1706	$1,26 \pm 0,03$	130	2171	$1,97 \pm 0,04$	0,640	1,00	25730	$1,470 \pm 0,020$	$335 \pm 11$
		110	1390	$1,49 \pm 0,04$	110	2451	$3,48 \pm 0,07$	0,428	0,50	32831	$4,600 \pm 0,080$	$320 \pm 11$
		128	1531	$1,41 \pm 0,04$	128	2609	$3,18 \pm 0,06$	0,443	0,49	32831	$4,600 \pm 0,080$	$315 \pm 10$
<b>mp =</b>											<b><math>322 \pm 6</math></b>	
LR	91-2	140	2524	$2,13 \pm 0,04$	140	1929	$1,63 \pm 0,04$	1,307	0,50	25730	$1,470 \pm 0,020$	$328 \pm 10$
EL	91-3	230	2440	$1,25 \pm 0,03$	250	2239	$2,94 \pm 0,06$	0,425	0,53	32831	$4,600 \pm 0,080$	$304 \pm 9$
		270	3500	$1,30 \pm 0,02$	210	2659	$21,10 \pm 0,41$	0,062	0,53	18086	$27,500 \pm 0,205$	$348 \pm 9$
		120	1669	$1,61 \pm 0,04$	60	1849	$22,28 \pm 0,52$	0,072	0,53	18086	$27,500 \pm 0,205$	$300 \pm 10$
93-1	345	3262	$1,15 \pm 0,02$	238	6634	$3,40 \pm 0,04$	0,338	0,53	17910	$5,300 \pm 0,040$	$332 \pm 8$	
	<b>mp =</b>											<b><math>323 \pm 4</math></b>
OS	93-1	210	1915	$1,04 \pm 0,02$	100	2840	$3,25 \pm 0,06$	0,320	0,50	17910	$5,300 \pm 0,040$	$371 \pm 11$
		160	1590	$1,17 \pm 0,03$	150	4304	$3,39 \pm 0,05$	0,345	0,50	17910	$5,300 \pm 0,040$	$344 \pm 10$
<b>mp =</b>											<b><math>356 \pm 7</math></b>	
IS	93-1	135	1290	$1,15 \pm 0,03$	106	2725	$3,10 \pm 0,06$	0,371	0,50	17910	$5,300 \pm 0,040$	$320 \pm 11$
		100	1069	$1,29 \pm 0,04$	90	2500	$3,35 \pm 0,07$	0,385	0,50	17910	$5,300 \pm 0,040$	$309 \pm 12$
<b>mp =</b>											<b><math>315 \pm 8</math></b>	

Tableau I-3 : Calcul du paramètre de calibration zêta pour les apatites, à l'aide du standard géologique Durango (méthode des populations et du détecteur externe) et du verre dosimètre 962.

Résultats comparatifs entre différents observateurs. Avec en colonne 1 : différents observateurs, en colonne 2 : numéro d'irradiation; ns (ni), Ns (Ni) et  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ) sont respectivement le nombre de champs comptés, le nombre de traces fossiles (induites) comptées et la densité des traces fossiles (induites).  $\xi$  étant le paramètre zêta. L'âge du standard étalon utilisé est de  $30,40 \pm 0,30$ . Toutes les erreurs sont calculées à  $1\sigma$ . Les différents observateurs sont : NS, Naïma SABIL; LL, Lidia LELARGE; LR, Ludovic RIOU; EL, Erika LABRIN; OS, Omar SADDIQI et IS, Ignacio SELL.

Pour les moniteurs 963, nous avons calculé le facteur  $\xi_{963}$  à partir d'un seul type de standard d'âge (FCT), irradié dans la position P1 du réacteur Orphée (90-3). On a obtenu une valeur pondérée de quatre mesures effectuées sur le même échantillon de  $11850 \pm 289$ . D'autres mesures, effectuées par d'autres observateurs du laboratoire, sur des échantillons de FCT irradiés indépendamment se situent entre  $11173 \pm 375$  et  $12314 \pm 491$ . On remarque que les différentes valeurs de zêta ( $\xi_{963}$ ) obtenues pour les verres moniteurs 963 (Tab. I-4) sont aussi compatibles entre elles.

Obs.	Irrd.	ns	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^5 (t/cm^2)$	ni	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^5 (t/cm^2)$	$\rho_s/\rho_i$	g	Nd	$\rho_d \pm 1\sigma$ $\times 10^5 (t/cm^2)$	$\xi \pm 1\sigma$
NS	90-3	92	477	$1,02 \pm 0,04$	100	1535	$3,01 \pm 0,06$	0,339	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12060 \pm 669$
		184	1164	$2,12 \pm 0,05$	105	2016	$6,44 \pm 0,06$	0,329	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12426 \pm 510$
		120	756	$2,11 \pm 0,06$	120	2320	$6,49 \pm 0,07$	0,325	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12579 \pm 575$
		100	635	$2,13 \pm 0,07$	130	2402	$6,20 \pm 0,07$	0,344	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$11884 \pm 573$
<b>mp =</b>											<b><math>11850 \pm 289</math></b>	
LL	90-3	100	725	$1,42 \pm 0,06$	90	1890	$4,12 \pm 0,09$	0,345	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$11850 \pm 561$
		150	1252	$1,64 \pm 0,05$	150	3851	$5,04 \pm 0,08$	0,325	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12579 \pm 469$
		160	1396	$1,71 \pm 0,05$	100	2653	$5,20 \pm 0,10$	0,329	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12426 \pm 469$
		343	1031	$1,77 \pm 0,10$	225	1968	$5,16 \pm 0,02$	0,343	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$11919 \pm 507$
		109	650	$1,80 \pm 0,07$	106	1819	$5,19 \pm 0,14$	0,347	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$11782 \pm 580$
<b>mp =</b>											<b><math>11484 \pm 486</math></b>	
MD	90-3	188	1009	$1,80 \pm 0,05$	143	2151	$5,05 \pm 0,05$	0,356	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$11484 \pm 486$
EL	87-1	80	265	$1,48 \pm 0,09$	80	2023	$22,54 \pm 0,38$	0,066	1,00	12664	$0,377 \pm 0,007$	$11173 \pm 737$
		80	265	$1,48 \pm 0,09$	80	1014	$11,29 \pm 0,35$	0,131	1,00	7123	$0,184 \pm 0,010$	$11533 \pm 807$
		200	610	$0,60 \pm 0,02$	150	1378	$1,80 \pm 0,05$	0,333	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12277 \pm 638$
<b>mp =</b>											<b><math>11743 \pm 414</math></b>	
EM	87-1	160	480	$0,63 \pm 0,03$	140	5931	$8,90 \pm 0,14$	0,071	1,00	12664	$0,377 \pm 0,007$	$10386 \pm 501$
		160	480	$0,63 \pm 0,03$	120	2759	$4,83 \pm 0,14$	0,130	1,00	7123	$0,184 \pm 0,010$	$11622 \pm 591$
		180	861	$1,44 \pm 0,06$	150	2056	$4,15 \pm 0,12$	0,347	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$11782 \pm 524$
<b>mp =</b>											<b><math>11173 \pm 375</math></b>	
GB	87-1	300	1191	$1,63 \pm 0,05$	80	4796	$24,67 \pm 0,44$	0,066	1,00	12664	$0,377 \pm 0,007$	$11173 \pm 375$
		300	1191	$1,63 \pm 0,05$	100	3069	$12,63 \pm 0,44$	0,129	1,00	7123	$0,184 \pm 0,010$	$11712 \pm 423$
<b>mp =</b>											<b><math>11417 \pm 281</math></b>	
GP	90-3	160	696	$1,43 \pm 0,04$	297	4304	$4,28 \pm 0,09$	0,334	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12240 \pm 548$
AMN	90-3		957	$1,82 \pm 0,05$		2097	$5,49 \pm 0,12$	0,332	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12314 \pm 530$
MT	90-3	123	1091	$1,08 \pm 0,03$	123	3275	$3,25 \pm 0,06$	0,332	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12314 \pm 485$
IS	90-3	50	372	$1,42 \pm 0,07$	50	1097	$4,18 \pm 0,13$	0,340	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12024 \pm 754$
		55	835	$2,89 \pm 0,10$	60	2698	$8,56 \pm 0,16$	0,338	1,00	3010	$0,068 \pm 0,001$	$12095 \pm 527$
<b>mp =</b>											<b><math>11963 \pm 430</math></b>	

Tableau I-4: Calcul du paramètre de calibration zêta pour les apatites, à l'aide du standard géologique FCT (méthode des populations) et du verre dosimètre 963.

Résultats comparatifs entre différents observateurs. Avec en colonne 1 : différents observateurs, en colonne 2 : numéro d'irradiation; ns (ni), Ns (Ni) et  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ) sont respectivement le nombre de champs comptés, le nombre de traces fossiles (induites) comptées et la densité des traces fossiles (induites).  $\xi$  étant le paramètre zêta. L'âge de référence des FCT est de  $27,74 \pm 0,17$  Ma. Toutes les erreurs sont calculées à  $1\sigma$ . Identification des différents observateurs, voir tableau I-2.

### c) Résultats pour le zircon

Dans le cas des zircons, le paramètre zêta n'a été calculé que pour un seul moniteur NIST (962), à partir de deux standards géologiques, les zircons du FCT et ceux du BMT (Buluk Member Tuffs, formation Bakate, Nord du Kenya). Les âges de références pour ces deux échantillons sont de  $27,74 \pm 0,17$  Ma pour le FCT et de  $16,25 \pm 0,14$  Ma pour le BMT (Tab. I-1). Les valeurs de zêta obtenues à partir des deux standards sont en accord entre elles (Tab. I-5). La moyenne pondérée obtenue sur les quatre valeurs est de  $372 \pm 13$ ; c'est cette valeur qui a été adoptée pour le calcul des âges traces de fission sur zircons dans le présent travail.

Ech.	Irrd.	n	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^6$ (t/cm <sup>2</sup> )	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^6$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\rho_s/\rho_i$	g	Nd	$\rho_d \pm 1\sigma$ $\times 10^5$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\zeta \pm 1\sigma$
FCT1	94-8	13	1023	$6,01 \pm 0,04$	393	$2,31 \pm 0,06$	2,602	0,50	28286	$0,573 \pm 0,003$	$373 \pm 22$
		14	1099	$6,00 \pm 0,05$	416	$2,27 \pm 0,06$	2,643	0,50	28286	$0,573 \pm 0,003$	$367 \pm 21$
		mp = $370 \pm 15$									
BMT1	94-8	9	169	$1,43 \pm 0,07$	112	$0,95 \pm 0,12$	1,505	0,50	28286	$0,573 \pm 0,003$	$377 \pm 46$
BMT2	94-8	19	276	$1,11 \pm 0,05$	181	$0,73 \pm 0,07$	1,521	0,50	28286	$0,573 \pm 0,003$	$373 \pm 36$
mp = $374 \pm 28$											
<b>MP = <math>372 \pm 13</math></b>											

**Tableau I-5 :** Calcul du paramètre de calibration zêta pour les zircons, à l'aide des standards géologiques FCT et BMT (méthode du détecteur externe) et du verre dosimètre 962. Avec en colonne 1 : le nom du standard, en colonne 2 : numéro d'irradiation, n, Ns (Ni) et  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ) sont respectivement le nombre de grains comptés, le nombre de traces fossiles (induites) comptées et la densité des traces fossiles (induites).  $\zeta$  étant le paramètre zêta. L'âge de référence des FCT est de  $27,74 \pm 0,17$ Ma et celui des BMT est de  $16,25 \pm 0,14$  Ma. MP est la moyenne pondérée. Toutes les erreurs sont calculées à  $1\sigma$ .

#### 3-1-2 La calibration "λf opérationnelle"

Cette calibration était celle que notre laboratoire utilisait avant 1993. Dans ce cas, on utilisait les mêmes verres moniteurs NIST que dans la calibration  $\xi$ , mais on en déduisait une dosimétrie neutronique formelle. On peut alors déterminer une valeur «opérationnelle» de la constante  $\lambda_f$  à partir d'un échantillon d'âge connu par l'équation suivante :

$$\lambda_f = \frac{\rho_s \times g \lambda_\alpha \Phi \sigma I}{\rho_i \exp(t_{st} \lambda_\alpha)}$$

D'après l'équation (2') :

$$\Phi = B \times \rho_d$$

où  $\rho_d$  et  $\Phi$  sont mesurées dans les détecteurs externes des verres moniteurs NIST. La constante  $B$  peut être calculée à partir des standards NIST (Carpenter, 1984) par l'équation :

$$B = \frac{\Phi}{\rho_d}$$

Le NIST fournit une série de "kits" de verres standards dont deux sont déjà irradiés dans deux positions bien précises (RT3 et RT4) du réacteur de Gaithersburg (Maryland, USA). La fluence neutronique  $\Phi_{(Gaithersburg)}$  à laquelle ces moniteurs ont été soumis a été déduite de la radioactivité de fils de Au et de Cu (Carpenter, 1984) irradiés conjointement à ces moniteurs. La densité des traces induites  $\rho_{d(Gaithersburg)}$  est mesurée (par les membres du laboratoire de Grenoble) dans les détecteurs externes (muscovites) et c'est ainsi que  $B$  sera calculée par :

$$B = \left( \frac{\Phi}{\rho_d} \right)_{Gaithersburg}$$

On a adopté pour chaque moniteur (962/612 et 963) des valeurs pour la fluence neutronique de l'irradiation du réacteur de Gaithersburg (Lelarge, 1993) :

$$\Phi_{962(Gaithersburg)} = 4,29 \times 10^{14} \text{ n/cm}^2$$

$$\Phi_{963(Gaithersburg)} = 42,8 \times 10^{14} \text{ n/cm}^2$$

Le calcul détaillé des densités de traces induites  $\rho_{d(Gaithersburg)}$  est donné par Lelarge, 1993 :

$$\rho_{d 962(Gaithersburg)} = 8,12 \times 10^4 \text{ tr/cm}^2$$

$$\rho_{d 963(Gaithersburg)} = 2,08 \times 10^4 \text{ tr/cm}^2$$

On peut donc calculer la constante  $B$  des deux types de moniteurs, le 962 et le 963 :

$$B_{962} = 0,582 \times 10^{10}$$

$$B_{963} = 20,37 \times 10^{10}$$

C'est ainsi que le calcul d'une  $\lambda_{f(\text{opérationnelle})}$  peut être établi à partir de l'équation suivante ( $t < 10^8$  ans) :

$$\lambda_{f(\text{opérationnelle})} = \frac{\rho_s \rho_d \times g \sigma I B}{\rho_i t_{st}}$$

Dans le présent travail, nous avons calculé des  $\lambda_{f(\text{opérationnelle})}$  pour les moniteurs 962 et 963 à partir du standard géologique Fish Canyon Tuff (FCT) et pour le moniteur 962 à partir du standard d'apatite du Durango. Le résultat obtenu pour cette constante de désintégration est résumé dans les tableaux I-6, I-7 et I-8. Pour le moniteur 963 (Tab. I-6) une valeur moyenne de l'ordre de  $(7,218 \pm$

0,337) x 10<sup>-17</sup> ans<sup>-1</sup> a été calculée à partir des FCT, alors que pour les standards 962 des valeurs moyennes de (6,870 ± 0,292) x 10<sup>-17</sup> ans<sup>-1</sup> (Durango, Tab. I-7) et de (7,040 ± 0,130) x 10<sup>-17</sup> ans<sup>-1</sup> (FCT, Tab. I-8) ont été calculées. La valeur pondérée de ces trois chiffres calculés est de (7,035 ± 0,112) x 10<sup>-17</sup> ans<sup>-1</sup>.

Ces valeurs sont bien compatibles avec la valeur adoptée pour la plupart des Laboratoires de traces de fission avec les moniteurs NIST, de 7,03 x 10<sup>-17</sup> ans<sup>-1</sup> (Roberts *et al.*, 1968). C'est cette même valeur de Roberts *et al.* qui était aussi utilisée antérieurement à Grenoble.

Obs.	Irrd.	ns	Ns	ps ± 1σ x 10 <sup>5</sup> (t/cm <sup>2</sup> )	ni	Ni	pi ± 1σ x 10 <sup>5</sup> (t/cm <sup>2</sup> )	ps/pi	g	Nd	ρ d ± 1σ x 10 <sup>5</sup> (t/cm <sup>2</sup> )	λ <sub>op</sub> ± 1σ (ans-1)	
NS	90-3	92	477	1,02 ± 0,04	100	1535	3,01 ± 0,06	0,339	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,1153E-17 ± 3,9489E-18	
		184	1164	2,12 ± 0,05	105	2016	6,44 ± 0,06	0,329	1,00	3010	0,068 ± 0,001	6,9121E-17 ± 2,8393E-18	
		120	756	2,11 ± 0,06	120	2320	6,49 ± 0,07	0,325	1,00	3010	0,068 ± 0,001	6,8265E-17 ± 3,1179E-18	
		100	635	2,13 ± 0,07	130	2402	6,20 ± 0,07	0,344	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,2135E-17 ± 3,4770E-18	
		mp = 7,1153E-17 ± 3,9489E-18											
LL	90-3	100	725	1,42 ± 0,06	90	1890	4,12 ± 0,09	0,345	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,2369E-17 ± 3,4256E-18	
		150	1252	1,64 ± 0,05	150	3851	5,04 ± 0,08	0,325	1,00	3010	0,068 ± 0,001	6,8324E-17 ± 2,5479E-18	
		160	1396	1,71 ± 0,05	100	2653	5,20 ± 0,10	0,329	1,00	3010	0,068 ± 0,001	6,9048E-17 ± 2,6070E-18	
		343	1031	1,77 ± 0,10	225	1968	5,16 ± 0,02	0,343	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,2025E-17 ± 3,0645E-18	
		109	650	1,80 ± 0,07	106	1819	5,19 ± 0,14	0,347	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,2822E-17 ± 3,5827E-18	
mp = 6,9765E-17 ± 2,0444E-18													
MD	90-3	188	1009	1,80 ± 0,05	143	2151	5,05 ± 0,05	0,356	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,4841E-17 ± 3,1648E-18	
EL	87-1	80	265	1,48 ± 0,09	80	2023	22,54 ± 0,38	0,066	1,00	12664	0,377 ± 0,007	7,6436E-17 ± 5,0395E-18	
		87-3	80	265	1,48 ± 0,09	80	1014	11,29 ± 0,35	0,131	1,00	7123	0,184 ± 0,010	7,4479E-17 ± 5,2136E-18
		90-3	200	610	0,60 ± 0,02	150	1378	1,80 ± 0,05	0,333	1,00	3010	0,068 ± 0,001	6,9990E-17 ± 3,6349E-18
mp = 7,3101E-17 ± 2,2896E-18													
EM	87-1	160	480	0,63 ± 0,03	140	5931	8,90 ± 0,14	0,071	1,00	12664	0,377 ± 0,007	8,2403E-17 ± 3,9784E-18	
		90-3	160	480	0,63 ± 0,03	120	2759	4,83 ± 0,14	0,130	1,00	7123	0,184 ± 0,010	7,4107E-17 ± 3,7687E-18
		90-3	180	861	1,44 ± 0,06	150	2056	4,15 ± 0,12	0,347	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,2857E-17 ± 3,2420E-18
mp = 7,6915E-17 ± 2,5822E-18													
GB	87-1	300	1191	1,63 ± 0,05	80	4796	24,67 ± 0,44	0,066	1,00	12664	0,377 ± 0,007	7,6915E-17 ± 2,5822E-18	
		87-3	300	1191	1,63 ± 0,05	100	3069	12,63 ± 0,44	0,129	1,00	7123	0,184 ± 0,010	7,3325E-17 ± 2,6497E-18
mp = 7,5168E-17 ± 1,8493E-18													
GP	90-3	160	696	1,43 ± 0,04	297	4304	4,28 ± 0,09	0,334	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,0154E-17 ± 3,1384E-18	
AMN	90-3		957	1,82 ± 0,05		2097	5,49 ± 0,12	0,332	1,00	3010	0,068 ± 0,001	6,9608E-17 ± 2,9972E-18	
MT	90-3	123	1091	1,08 ± 0,03	123	3275	3,25 ± 0,06	0,332	1,00	3010	0,068 ± 0,001	6,9775E-17 ± 2,7507E-18	
IS	90-3	50	372	1,42 ± 0,07	50	1097	4,18 ± 0,13	0,340	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,1330E-17 ± 4,4728E-18	
		55	835	2,89 ± 0,10	60	2698	8,56 ± 0,16	0,338	1,00	3010	0,068 ± 0,001	7,0890E-17 ± 3,0904E-18	
mp = 7,1028E-17 ± 2,5425E-18													

$$mp = (7,218 \pm 0,337) \times 10E-17 \text{ ans-1}$$

**Tableau I-6 :** Calcul de la constante de désintégration "λ opérationnelle" pour les apatites, à l'aide du standard géologique Fish Canyon Tuff (méthode des populations) et du verre dosimètre 963. Résultats comparatifs entre différents observateurs. Avec en colonne 1 : différents observateurs, en colonne 2 : numéro d'irradiation; ns (ni), Ns (Ni) et ps (pi) sont respectivement le nombre de champs comptés, le nombre de traces fossiles (induites) comptées et la densité des traces fossiles (induites). λ<sub>op</sub> étant la constante de désintégration "opérationnelle". Toutes les erreurs sont calculées à 1σ. Identification des différents observateurs, voir tableau I-2.

Obs.	Irrd.	ns	Ns	ps ± 1σ x 10 <sup>5</sup> (t/cm <sup>2</sup> )	ni	Ni	pi ± 1σ x 10 <sup>5</sup> (t/cm <sup>2</sup> )	ps/pi	g	Nd	ρ d ± 1σ x 10 <sup>5</sup> (t/cm <sup>2</sup> )	λ <sub>op</sub> ± 1σ (ans-1)	
NS	91-2	106	1736	1,93 ± 0,05	106	1330	1,48 ± 0,04	1,304	0,50	25730	1,470 ± 0,020	6,7772E-17 ± 2,5055E-18	
		128	1478	1,36 ± 0,04	120	1810	4,95 ± 0,12	0,275	1,00	9868	3,750 ± 0,004	7,2851E-17 ± 2,6572E-18	
		150	1796	1,41 ± 0,03	150	2423	5,30 ± 0,11	0,266	1,00	9868	3,750 ± 0,004	7,0542E-17 ± 2,3084E-18	
		126	1354	2,12 ± 0,06	126	3836	5,99 ± 0,10	0,354	0,50	17910	5,300 ± 0,040	6,6317E-17 ± 2,1541E-18	
		100	1093	2,15 ± 0,07	100	3100	6,10 ± 0,11	0,352	0,50	17910	5,300 ± 0,040	6,6043E-17 ± 2,3751E-18	
mp = 6,8474E-17 ± 1,0652E-18													
LL	91-2	160	1706	1,26 ± 0,03	130	2171	1,97 ± 0,04	0,640	1,00	25730	1,470 ± 0,020	6,6480E-17 ± 2,1905E-18	
		110	1390	1,49 ± 0,04	110	2451	3,48 ± 0,07	0,428	0,50	32831	4,600 ± 0,080	6,9631E-17 ± 2,3694E-18	
		128	1531	1,41 ± 0,04	128	2609	3,18 ± 0,06	0,443	0,49	32831	4,600 ± 0,080	7,0667E-17 ± 2,3082E-18	
mp = 6,8827E-17 ± 1,3197E-18													
LR	91-2	140	2524	2,13 ± 0,04	140	1929	1,63 ± 0,04	1,307	0,50	25730	1,470 ± 0,020	6,7912E-17 ± 2,0970E-18	
EL	91-3	230	2440	1,25 ± 0,03	250	2239	2,94 ± 0,06	0,425	0,53	32831	4,600 ± 0,080	7,3294E-17 ± 2,1828E-18	
		270	3500	1,30 ± 0,02	210	2659	21,10 ± 0,41	0,062	0,53	18086	27,500 ± 0,205	6,3495E-17 ± 1,7003E-18	
		120	1669	1,61 ± 0,04	60	1849	22,28 ± 0,52	0,072	0,53	18086	27,500 ± 0,205	7,4471E-17 ± 2,5747E-18	
		93-1	345	3262	1,15 ± 0,02	238	6634	3,40 ± 0,04	0,338	0,53	17910	5,300 ± 0,040	6,7180E-17 ± 1,5218E-18
			mp = 6,8155E-17 ± 9,3724E-19										
OS	93-1	210	1915	1,04 ± 0,02	100	2840	3,25 ± 0,06	0,320	0,50	17910	5,300 ± 0,040	5,9961E-17 ± 1,8287E-18	
		160	1590	1,17 ± 0,03	150	4304	3,39 ± 0,05	0,345	0,50	17910	5,300 ± 0,040	6,4670E-17 ± 1,9585E-18	
mp = 6,2154E-17 ± 1,3366E-18													
IS	93-1	135	1290	1,15 ± 0,03	106	2725	3,10 ± 0,06	0,371	0,50	17910	5,300 ± 0,040	6,9511E-17 ± 2,4059E-18	
		100	1069	1,29 ± 0,04	90	2500	3,35 ± 0,07	0,385	0,50	17910	5,300 ± 0,040	7,2154E-17 ± 2,6913E-18	
mp = 7,0687E-17 ± 1,7937E-18													

$$mp = (6,870 \pm 0,292) \times 10E-17 \text{ ans-1}$$

**Tableau I-7 :** Calcul de la constante de désintégration "λ opérationnelle" pour les apatites, à l'aide du standard géologique Durango (méthode des populations et du détecteur externe) et du verre dosimètre 962. Résultats comparatifs entre différents observateurs. Avec en colonne 1 : différents observateurs, en colonne 2 : numéro d'irradiation; ns (ni), Ns (Ni) et ps (pi) sont respectivement le nombre de champs comptés, le nombre de traces fossiles (induites) comptées et la densité des traces fossiles (induites). λ<sub>op</sub> étant la constante de désintégration "opérationnelle". Toutes les erreurs sont calculées à 1σ. Identification des différents observateurs, voir tableau I-3.

Obs.	Irrd.	ns	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^5$ (U/cm <sup>2</sup> )	ni	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^5$ (U/cm <sup>2</sup> )	$\rho_s/\rho_i$	g	Nd	$\rho_d \pm 1\sigma$ $\times 10^5$ (U/cm <sup>2</sup> )	$\lambda_{opp} \pm 1\sigma$ (ans-1)
NS	90-3	92	477	1,02 ± 0,04	100	1535	3,01 ± 0,06	0,339	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,1603E-17 ± 3,7800E-18
		184	1164	2,12 ± 0,05	105	2016	6,44 ± 0,06	0,329	1,00	25599	2,640 ± 0,016	6,9558E-17 ± 2,5972E-18
		120	756	2,11 ± 0,06	120	2320	6,49 ± 0,07	0,325	1,00	25599	2,640 ± 0,016	6,8697E-17 ± 2,9088E-18
		100	635	2,13 ± 0,07	130	2402	6,20 ± 0,07	0,344	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,2591E-17 ± 3,2708E-18
	93-5	42	572	2,67 ± 0,11	42	1952	9,12 ± 0,21	0,293	0,50	15864	5,990 ± 0,048	7,0179E-17 ± 3,3829E-18
mp = 7,0291E-17 ± 1,3904E-18												
LL	87-1	64	487	1,49 ± 0,07	64	1199	3,69 ± 0,12	0,404	1,00	53932	2,167 ± 0,070	7,0035E-17 ± 3,7754E-18
		60	487	0,75 ± 0,05	60	1149	1,77 ± 0,07	0,424	1,00	53932	2,167 ± 0,070	7,3492E-17 ± 3,9864E-18
	90-3	100	725	1,42 ± 0,06	90	1890	4,12 ± 0,09	0,345	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,2826E-17 ± 3,2138E-18
		150	1252	1,64 ± 0,05	150	3851	5,04 ± 0,08	0,325	1,00	25599	2,640 ± 0,016	6,8756E-17 ± 2,2777E-18
		160	1396	1,71 ± 0,05	100	2653	5,20 ± 0,10	0,329	1,00	25599	2,640 ± 0,016	6,9485E-17 ± 2,3382E-18
		343	1031	1,77 ± 0,10	225	1968	5,16 ± 0,02	0,343	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,2480E-17 ± 2,8231E-18
		109	650	1,80 ± 0,07	106	1819	5,19 ± 0,14	0,347	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,3283E-17 ± 3,3800E-18
		mp = 7,0928E-17 ± 1,1053E-18										
MD	90-3	188	1009	1,80 ± 0,05	143	2151	5,05 ± 0,05	0,356	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,5314E-17 ± 2,9121E-18
EL	87-3	80	265	1,48 ± 0,09	80	1014	11,29 ± 0,38	0,131	1,00	19670	6,744 ± 0,140	7,0759E-17 ± 4,9077E-18
	90-3	200	610	0,60 ± 0,02	150	1378	1,80 ± 0,05	0,333	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,0433E-17 ± 3,4534E-18
	93-5	34	520	1,86 ± 0,08	34	1891	6,78 ± 0,16	0,274	0,53	15864	5,990 ± 0,048	6,9707E-17 ± 3,4957E-18
mp = 7,0212E-17 ± 2,1969E-18												
EM	90-3	180	861	1,44 ± 0,06	150	2056	4,15 ± 0,12	0,347	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,3318E-17 ± 3,0113E-18
	87-3	160	480	0,63 ± 0,03	120	2759	4,83 ± 0,14	0,130	1,00	19670	6,744 ± 0,140	7,0405E-17 ± 3,5179E-18
mp = 7,2085E-17 ± 2,2877E-18												
GB	87-3	300	1191	1,63 ± 0,05	100	3069	12,63 ± 0,44	0,129	1,00	19670	6,744 ± 0,140	6,9662E-17 ± 2,4295E-18
GP	90-3	160	696	1,43 ± 0,04	297	4304	4,28 ± 0,09	0,334	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,0598E-17 ± 2,9178E-18
AMN	90-3		957	1,82 ± 0,05		2097	5,49 ± 0,12	0,332	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,0048E-17 ± 2,7674E-18
MT	93-5	47	568	1,48 ± 0,06	47	1933	5,03 ± 0,11	0,294	0,50	15864	5,990 ± 0,048	7,0532E-17 ± 3,4126E-18
	90-3	123	1091	1,08 ± 0,03	123	3275	3,25 ± 0,06	0,332	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,0216E-17 ± 2,4934E-18
mp = 7,0323E-17 ± 2,0133E-18												
IS	90-3	50	372	1,42 ± 0,07	50	1097	4,18 ± 0,13	0,340	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,1781E-17 ± 4,3300E-18
		55	835	2,89 ± 0,10	60	2698	8,56 ± 0,16	0,338	1,00	25599	2,640 ± 0,016	7,1338E-17 ± 2,8600E-18
	93-5	30	429	2,72 ± 0,13	30	1527	9,69 ± 0,25	0,281	0,50	15864	5,990 ± 0,048	6,7288E-17 ± 3,7154E-18
mp = 7,0251E-17 ± 2,0079E-18												
mp = (7,04 ± 0,13) x 10E-17 ans-1												

**Tableau I-8 :** Calcul de la constante de désintégration "λ opérationnelle" pour les apatites, à l'aide du standard géologique Fish Canyon Tuff (méthode des populations et du détecteur externe) et du verre dosimètre 962. Résultats comparatifs entre différents observateurs. Avec en colonne 1 : différents observateurs, en colonne 2 : numéro d'irradiation, ns (ni), Ns (Ni) et ρs (pi) sont respectivement le nombre de champs comptés, le nombre de traces fossiles (induites) comptées et la densité des traces fossiles (induites). λ<sub>opp</sub> étant la constante de désintégration "opérationnelle". Toutes les erreurs sont calculées à 1σ. Identification des différents observateurs voir tableau I-2.

### 3-2 Techniques de datation par TF

Pour déterminer un âge traces de fission, plusieurs techniques sont possibles. Nous avons pour notre part utilisé trois techniques pour dater les différents matériaux qui ont fait l'objet du présent travail.

#### 3-2-1 technique des populations :

Cette méthode est utilisée pour dater surtout des minéraux qui ont une répartition en uranium très homogène. Elle consiste à séparer deux aliquotes à partir d'une seule population de grains du matériel à dater. L'une de ces aliquotes est envoyée en réacteur nucléaire après un recuit préalable destiné à rendre les traces fossiles non révélables. Dans l'apatite, le traitement thermique était de 500°C pendant 2 h. Au retour du réacteur, environ 200 grains de chaque aliquote, irradiée et non irradiée, sont montés dans une même pastille d'araldite, polis jusqu'à dégager une surface interne de ces grains et les traces sont ensuite révélées. Cette méthode est d'un très grand intérêt du point de vue méthodologique car d'une part, l'origine des traces fossiles et induites provient, dans les deux cas, de fission produites dans une géométrie de 4π stéradian et d'autre part, le comptage des traces s'est fait sur le même matériel d'où un facteur de géométrie égal à 1.

#### 3-2-2 technique du détecteur externe

Le principe consiste à monter le matériel à dater dans un support transparent (résine, téflon), à le polir et à y révéler les traces fossiles. On applique ensuite un "détecteur externe" (soit un mica muscovite, soit une feuille de kapton) contre le matériel préparé, l'ensemble est scellé dans un sachet en plastique et envoyé au réacteur nucléaire. Les traces fossiles comptées sur l'échantillon proviennent d'une géométrie d'irradiation de type 4π stéradian, alors que les traces induites dans le détecteur externe ne proviennent que d'un demi-espace. Dans ce cas, la détermination d'un «facteur de géométrie» g devient nécessaire, en raison des différences d'efficacité de révélation dans le matériel à dater et le détecteur auxiliaire, mais aussi de l'efficacité de détection de ces deux types de traces par l'observateur.

Cette approche est obligatoire pour la datation des matériaux à distribution en uranium hétérogène tels les zircons et les sphènes ainsi que pour les échantillons (apatites, zircons) des bassins sédimentaires dont les différents grains n'ont pas obligatoirement les mêmes âges traces de fission.

#### 3-2-3 technique de la soustraction :

C'est une technique qui n'est applicable que pour la datation des verres. Il s'agit de matériels métastables et à grande sensibilité thermique. Ainsi, il est déconseillé de faire subir aux verres tout traitement thermique avant l'irradiation. L'échantillon est découpé en deux fragments dont l'un est envoyé en réacteur sans recuit préalable. Au retour, il est monté dans une résine avec l'autre

aliquote et l'ensemble est poli puis les traces révélées chimiquement. Sur l'aliquote irradiée, on révèle aussi bien les traces fossiles que les traces induites; mais sur le non- irradié seules les traces fossiles sont révélées. On en déduit donc la densité des traces induites par soustraction.

### 3-3 «Facteur de géométrie» g

Le «facteur de géométrie» g, est un coefficient de correction du rapport des densités fossiles et induites de l'équation d'âge (1).

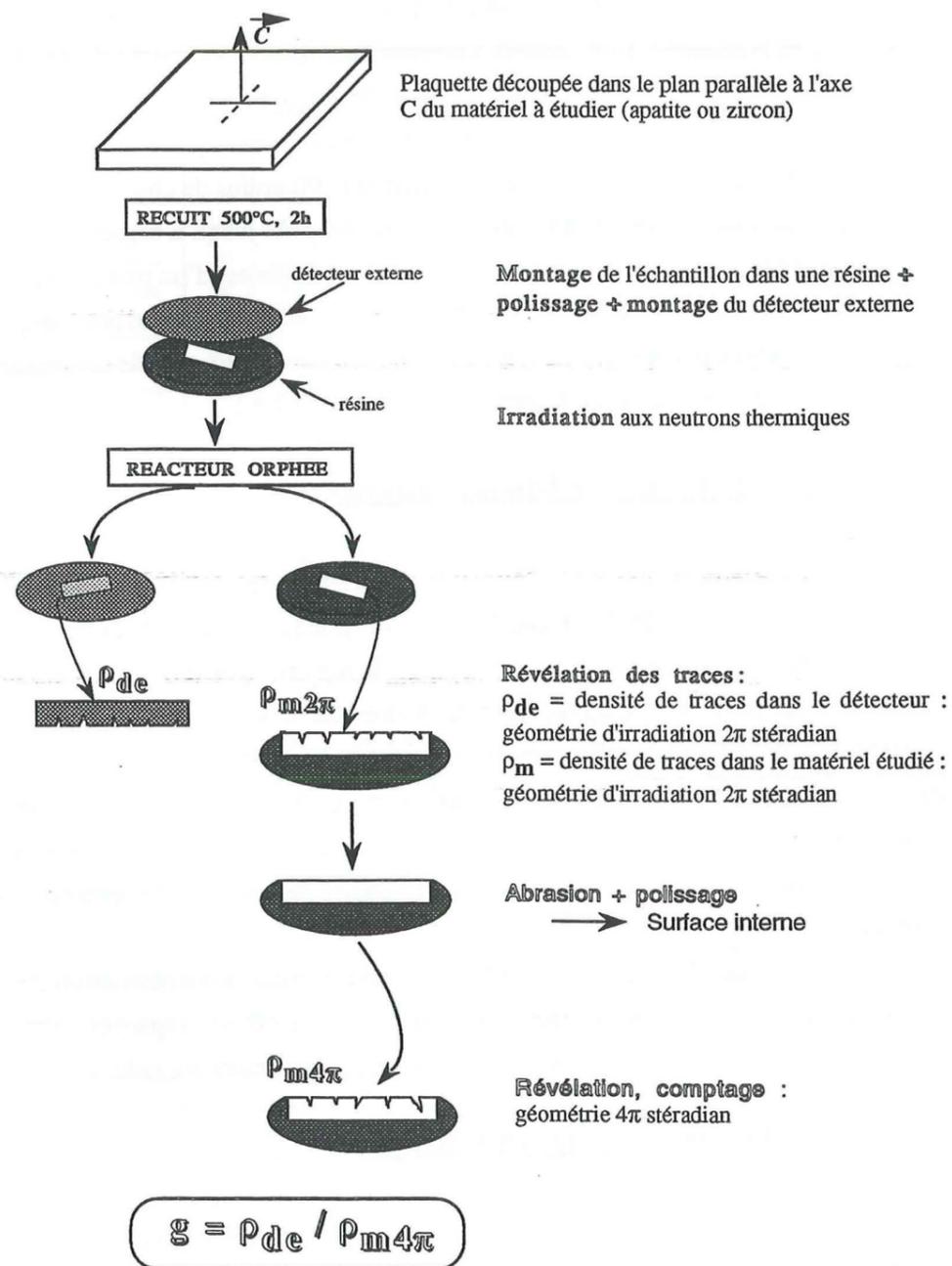


Figure I-12 : Protocole expérimental pour la détermination du facteur de géométrie g à partir d'un échantillon étalon d'apatite.

Ce coefficient est fonction de la technique de datation adoptée. Nous avons utilisé pour calculer les âges traces de fission de certains échantillons la technique du détecteur externe. Une telle technique nécessite la détermination des densités des traces fossiles et induites dans des conditions différentes : i) la densité des traces fossiles est déterminée sur une surface interne du minéral, obtenue après polissage de celui-ci, donc dans une géométrie d'irradiation de  $4\pi$  strd, alors que celle des traces induites est définie sur la surface d'un détecteur externe (kapton), donc dans une géométrie d'irradiation de  $2\pi$  strd. ii) Les conditions d'attaque de ces deux matériaux sont très différentes, les traces fossiles sont révélées dans l'apatite par l'acide nitrique  $HNO_3$  à 1 % pendant 45 secondes à une température d'environ  $20^\circ C$ , tandis que les traces induites, elles, sont révélées par  $NaOCl$  (14 %) +  $NaCl$  (12 %) pendant 8 mn à ébullition. Le protocole expérimental pour la détermination de g est décrit dans la figure I-12.

Pour la méthode du détecteur externe, les valeurs de ce facteur de géométrie obtenues dans le présent travail, sont reportées dans le tableau I-9, ainsi que les valeurs obtenues par d'autres observateurs. On remarque que toutes les valeurs des membres du Laboratoire de Géophysique Nucléaire sont compatibles avec la valeur de  $g = 0,5$ .

Cette valeur est celle qui est adoptée dans pratiquement tous les laboratoires de datation par les traces de fission. La plupart de ces laboratoires utilisent comme détecteur externe le mica muscovite. Nous avons vérifié que muscovite et kapton présentaient de ce point de vue, le même comportement (Tab. I-9) et sont donc caractérisés par un facteur g de 0,5.

		Kapton	Durango 1	Facteur g	Mica	Durango 2	Facteur g
Obs.	irrd.	$\rho(2\pi) \pm 1\sigma$ ( $\times 10^{-4} \text{ t/cm}^2$ )	$\rho(4\pi) \pm 1\sigma$ ( $\times 10^{-4} \text{ t/cm}^2$ )	$g \pm 1\sigma$ ( $2\pi/4\pi$ )	$\rho(2\pi) \pm 1\sigma$ ( $\times 10^{-4} \text{ t/cm}^2$ )	$\rho(4\pi) \pm 1\sigma$ ( $\times 10^{-4} \text{ t/cm}^2$ )	$g \pm 1\sigma$ ( $2\pi/4\pi$ )
LL	91-3	$3,18 \pm 0,05$ $3,08 \pm 0,05$ $3,17 \pm 0,04$	$6,24 \pm 0,07$ $6,24 \pm 0,07$ $6,24 \pm 0,07$	$0,51 \pm 0,02$ $0,49 \pm 0,02$ $0,51 \pm 0,02$			
NS	92-4	$1,93 \pm 0,05$ $2,03 \pm 0,04$ $2,02 \pm 0,05$	$3,95 \pm 0,06$ $4,01 \pm 0,07$ $4,00 \pm 0,12$	$0,49 \pm 0,02$ $0,51 \pm 0,02$ $0,51 \pm 0,03$	$3,06 \pm 0,06$ $3,04 \pm 0,07$ $3,00 \pm 0,07$	$6,01 \pm 0,10$ $6,16 \pm 0,13$ $6,11 \pm 0,13$	$0,51 \pm 0,02$ $0,49 \pm 0,02$ $0,49 \pm 0,02$
EL	92-4	$2,11 \pm 0,04$	$3,92 \pm 0,07$	$0,54 \pm 0,02$	$2,54 \pm 0,05$	$4,83 \pm 0,09$	$0,53 \pm 0,02$

Tableau I-9 : Calcul du "facteur de géométrie" g à partir de l'apatite étalon de Durango. Les mesures de densités ont été effectuées dans deux apatites : Dur1 et Dur2, comptage dans les mêmes conditions optiques sauf pour le mica. Les mesures ont été effectuées dans le kapton et l'apatite avec un microscope optique (Leitz) sous un objectif x100 à immersion et des oculaires x10, et dans le mica avec un microscope optique (Orthoplan) en lumière réfléchie, sous un objectif x100 à immersion et des oculaires x10. Obs. : les différentes observatrices (LL, Lidia LELARGE; NS, Naïma SABIL et EL, Erika LABRIN).

#### 4 INTERPRETATION DES AGES TRACES DE FISSION

Les traces de fission sont très sensibles aux effets de la température; donc l'enregistrement de la longueur totale des traces fossiles révélables n'est toujours pas conservé. Par conséquent, l'âge traces de fission obtenu à partir de l'équation (2'), n'est qu'un âge apparent dont l'interprétation dépend de l'histoire thermique du matériel utilisé.

Pour les apatites, trois domaines de stabilité thermique des traces latentes ont été définis dans un modèle proposé par Wagner (1972) et Wagner et Hejl (1991) (Fig. I-13) :

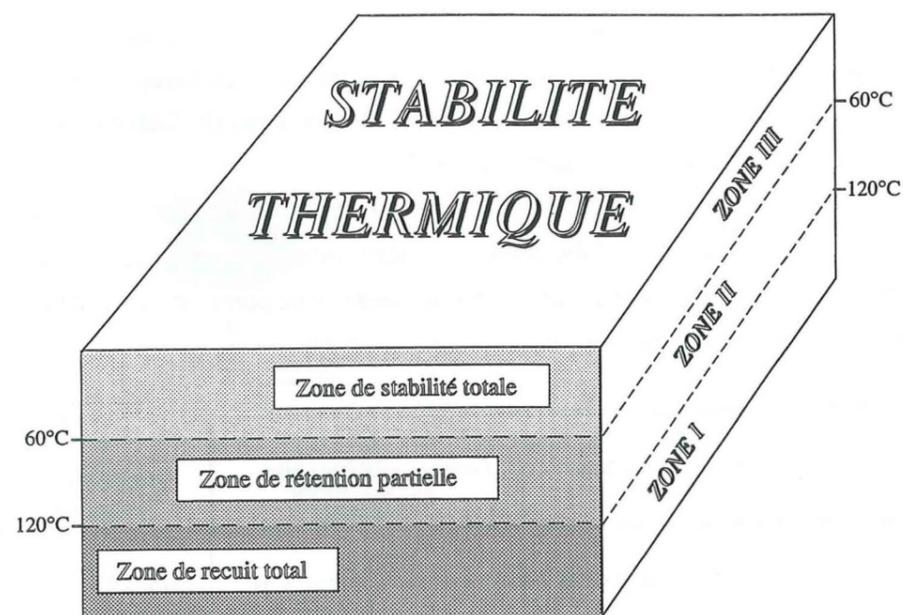


Figure I-13 : schéma montrant la répartition des différentes zones de stabilité de traces de fission dans l'apatite en fonction de la température.

**ZONE I ou Zone de Recuit Total (ZRT)** où la température est supérieure à  $120 \pm 10^\circ\text{C}$ , c'est le domaine d'instabilité ou d'effacement total des traces fossiles. Dans cette zone, les traces latentes ont une durée de vie très brève, en raison de la réorganisation plus ou moins parfaite du réseau cristallin perturbé, sous l'influence de la température ambiante.

**ZONE II ou Zone de Recuit Partiel (ZRP)** concerne la zone où les traces fossiles sont partiellement enregistrées et où la température est comprise entre environ  $65^\circ\text{C}$  et  $120^\circ\text{C}$ . Leur longueur révélable décroît jusqu'à s'annuler lorsque la température augmente vers  $120^\circ\text{C}$ .

**ZONE III ou Zone de Stabilité Totale (ZST)** est une zone qui s'étend de la surface jusqu'à une profondeur où la température est de l'ordre de  $65^\circ\text{C}$ . Elle correspond à la zone de rétention

"totale" de longueurs des traces fossiles où les traces de fission fossiles ne présentent qu'un raccourcissement très limité par rapport aux traces induites produites en réacteur.

Toute mesure de longueur des traces est donc indispensable à l'interprétation d'un âge traces de fission.

#### 4-1 Longueurs des traces de fission : mesures et informations

On utilise deux types de mesures de longueurs de traces de fission : les unes s'intéressent aux traces qui recoupent la surface d'observation obtenue après polissage du minéral, et dont on mesure les valeurs "projetées", la deuxième type de mesure se fait sur les longueurs confinées appelées ainsi du fait qu'elles concernent des traces totalement incluses à l'intérieur du matériel à dater. Ces dernières ne sont observables que si le temps de révélation des traces dans le cristal en question est suffisamment prolongé et à condition qu'elles soient recoupées par une autre trace (TINT, "Track-in-Track") ou par une fracture (TINCLE, "Track-in-Cleavage"), qui à leur tour recoupe la surface du polissage, (Fig. I-14).

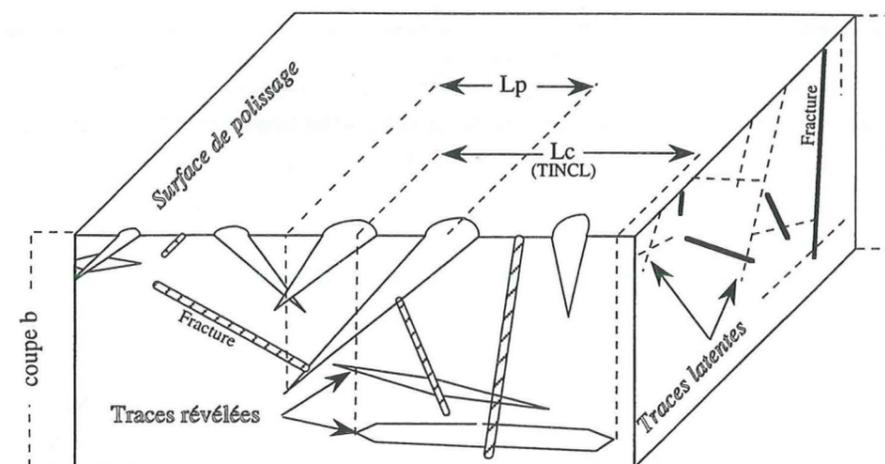


Figure I-14 : Illustration schématique des traces de fission dans un solide diélectrique. Deux stades d'état des traces : sur la coupe a, traces avant révélation dites "traces latentes" et sur la coupe b, traces révélées.  $L_p$  et  $L_c$  sont respectivement longueur projetée et longueur confinée.

#### 4-1-1 Longueurs projetées

##### a) Mesures

Des mesures de longueurs projetées de traces fossiles et induites du standard géologique Fish Canyon Tuff, ont été faites sur un nombre important de traces (2851 traces fossiles et 3089 traces induites) (Fig. I-15). la distribution des longueurs projetées de traces mesurées, montre qu'il y a un pic entre 5 et 6  $\mu\text{m}$ .

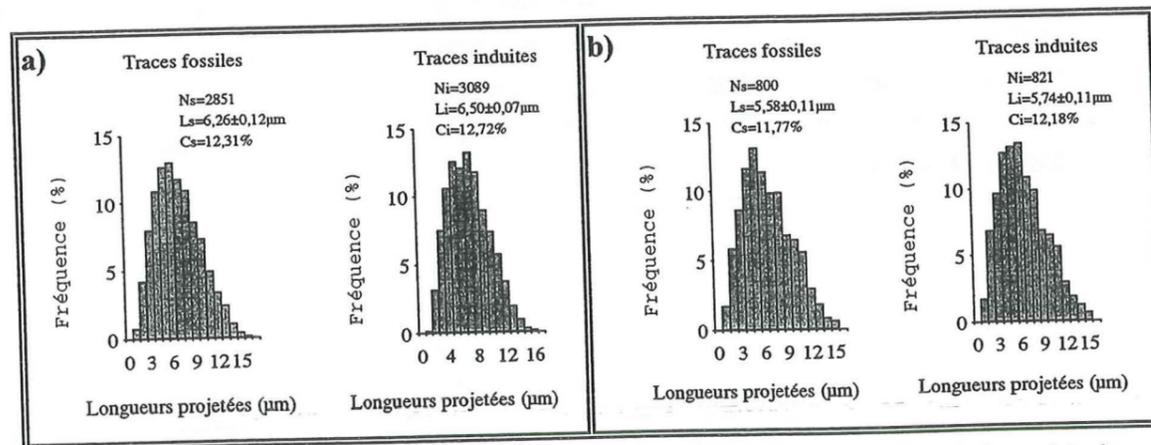


Figure I-15 : Distributions des longueurs de traces projetées fossiles et induites pour deux étalons géologiques a) Fish Canyon Tuff et b) Durango. Ns (Ni), Ls (Li) et Cs (Ci) sont respectivement le nombre de traces mesurées fossiles (induites), la longueur moyenne des traces fossiles (induites) et le pourcentage des traces fossiles (induites) dont la longueur est supérieure à 10  $\mu\text{m}$ .

Le rapport des longueurs projetées moyennes de traces fossiles et induites est un facteur révélateur d'un effet thermique quelconque. Dans le cas des apatites du Fish Canyon Tuff, ce rapport est de 0,96 (Tab. I-10). De même, pour l'apatite du Durango ce rapport est de 0,97, ce qui montre qu'à l'échelle du temps géologique et à la température de surface de la terre, il existe déjà un léger recuit thermique qui affecte les traces fossiles. En effet, étant donné la similitude des quantités d'énergie libérées par la fission spontanée de  $^{238}\text{U}$  et induite de  $^{235}\text{U}$ , on devrait s'attendre à des longueurs révélables égales aussi bien pour les traces fossiles que pour les traces induites. C'est ce qu'ont montré expérimentalement Bigazzi *et al.* (1991) pour les verres naturels.

Standard	Ns	Ls $\pm 1\sigma$ ( $\mu\text{m}$ )	Cs	Cs%	Ni	Li $\pm 1\sigma$ ( $\mu\text{m}$ )	Ci	Ci %	Cs/Ci	Ls/Li
FCT	1004	6,22 $\pm$ 0,11	126	12,55	1033	6,27 $\pm$ 0,10	144	13,94	0,90	0,99
	1300	6,06 $\pm$ 0,10	161	12,38	1500	6,54 $\pm$ 0,10	179	11,93	0,93	0,93
	547	6,50 $\pm$ 0,16	64	11,70	556	6,68 $\pm$ 0,16	70	12,59	0,97	0,97
		6,26 $\pm$ 0,12		12,31		6,50 $\pm$ 0,07		12,72	0,97	0,96
Durango	800	5,58 $\pm$ 0,11	95	11,87	821	5,74 $\pm$ 0,11	100	12,18	0,97	0,97

Tableau I-10 : Longueurs projetées de traces de fission fossiles et induites dans deux standards géologiques d'apatites : "Fish Canyon Tuff" et "Durango". Ns (Ni), Ls (Li) et Cs (Ci) sont respectivement le nombre de traces mesurées fossiles (induites), les longueurs moyennes des traces fossiles (induites) et le nombre de traces fossiles (induites) dont la longueur est supérieure à 10  $\mu\text{m}$ . Les mesures sont effectuées sous un objectif x100 à immersion et des oculaires x10.

Les longueurs projetées des traces induites les plus longues atteignent environ 16  $\mu\text{m}$ . Les plus courtes que nous puissions mesurer dans notre système expérimental sont de l'ordre de 1  $\mu\text{m}$ . Quel que soit l'objectif utilisé : x100 à sec ou en immersion, la distribution expérimentale des longueurs projetées reste identique : unimodale, avec un pic situé vers 4-5  $\mu\text{m}$  (Fig. I-16). La forme de la distribution varie peu entre observateurs : par exemple, les histogrammes B et C de la figure I-17 ont été obtenus en utilisant le même appareillage à Grenoble; l'histogramme A, obtenu à Nancy par Michel Champenois avec un système plus complexe (analyseur vidéographique interactif, Lapique *et al.*, 1988) permet apparemment une meilleure résolution pour les traces ayant des longueurs d'environ 1 à 2  $\mu\text{m}$ .

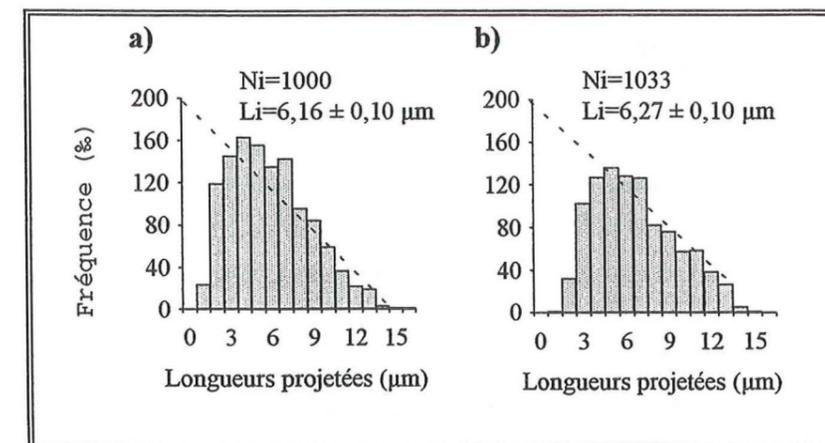
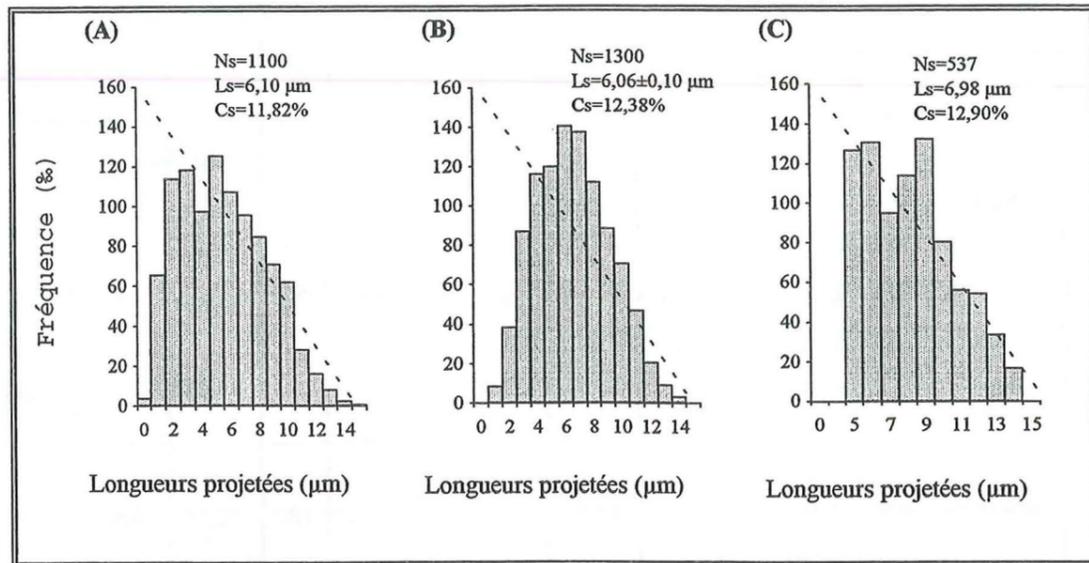


Figure I-16 : Comparaison de deux types de mesures de longueurs projetées de traces induites dans les apatites Fish Canyon Tuff. La droite en pointillé correspond à la forme théorique de ces distributions. a) mesures effectuées sous un objectif x100 à sec et b) mesures effectuées sous un objectif x100 à immersion.



**Figure I-17** : Comparaison entre les formes des distributions de longueurs projetées des traces fossiles de l'échantillon FCT-3. (A), (B) et (C) résultats de trois observateurs avec (A): Michel Champenois., mesures effectuées au Centre de Recherche de Pétrographie et de Géochimie de Nancy et (B) et (C) respectivement Naïma Sabil et Omar Saddiqi, mesures effectuées au sein du Laboratoire de Géophysique Nucléaire de Grenoble et sous les mêmes conditions optiques. La droite en pointillé correspond à la forme théorique (triangulaire). Symboles : voir figure I-14.

Les distributions expérimentales diffèrent notablement de la distribution théorique calculée par Dakowsky (1978), qui prévoit une forme triangulaire (en pointillé sur les figures I-16 et I-17). La différence provient des problèmes d'identification des traces courtes, difficilement différenciables d'autres défauts de surface. D'où un «cut-off» expérimental vers 1 à 2 μm.

**Il en résulte que toute distribution de longueurs de traces projetées est biaisée, les traces de longueur < 3 μm étant peu ou pas comptées du fait de la résolution des systèmes instrumentaux utilisés et de la plus ou moins grande expérience de l'observateur.**

#### b) Interprétation des longueurs projetées

Les mesures de longueurs projetées de traces de fission dans les apatites sont à l'origine de plusieurs modèles de correction des âges TF apparents. Seul le modèle proposé par **Wagner en 1988** a été utilisé pour la correction de certains âges traces de fission dans le présent travail. Ce dernier a suggéré que les mesures de longueurs projetées de traces de fission dans les apatites soit un outil pour le diagnostic de la vitesse de refroidissement de l'apatite en dessous de 120°C. A partir de l'étude des distributions de longueurs projetées de traces fossiles dans des apatites prélevées le long d'un forage, il a observé que les traces fossiles de longueurs supérieures à 10 μm n'étaient présentes que dans la zone de rétention totale de traces (Zone III de la figure I-13). La fraction des traces dont la longueur est supérieure à 10 μm pourrait donc permettre de définir un âge ( $t_p$ ) qui date le dernier refroidissement sous l'isotherme (60-70°C). Ce dernier est supposé être la base de la ZST. L'équation proposée pour calculer cet âge est comme suit :

$$t_f = t_{app} \times \frac{C_s}{C_i}$$

avec  $C_s$  et  $C_i$  respectivement le pourcentage de traces fossiles et induites dont la longueur est supérieure à 10 μm, et  $t_{app}$  l'âge apparent d'un échantillon.

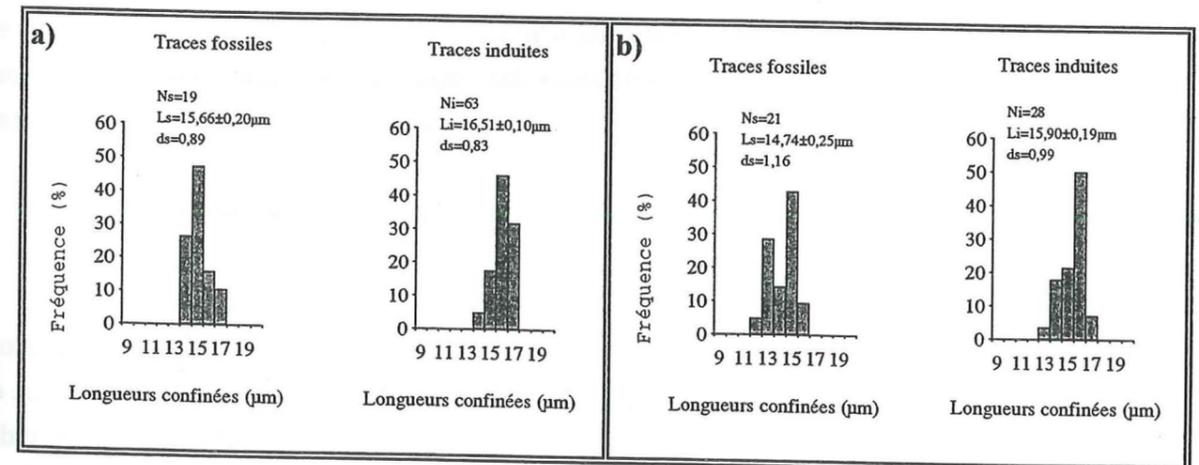
#### 4-1-2 Longueurs confinées

##### a) Mesures

Comme pour les longueurs projetées, on a mesuré aussi les longueurs confinées des traces de fission fossiles et induites. Nos mesures ont été effectuées tout d'abord sur des échantillons standards d'apatites : Fish Canyon Tuff et Durango (**Fig. I-18**). Des études de laboratoire ayant montré l'anisotropie de l'effacement thermique des traces dans l'apatite, toutes ces mesures sont effectuées dans un plan parallèle à l'axe C. Ainsi, on prépare un polissage des échantillons selon un plan parallèle à C et on ne mesure que les longueurs des traces confinées parallèles à ce plan.

Dans ces standards, on observe que toutes les traces confinées ont une longueur comprise entre 12 μm et 17 μm. Comme pour les longueurs projetées, on observe que les traces fossiles sont légèrement plus courtes que les traces induites.

Les distributions de longueurs projetées de traces ou de longueurs de traces confinées font donc



**Figure I-18** : Distribution des longueurs confinées des traces de fission des deux standards d'apatite : a) FCT et b) Durango. Ns (Ni), Ls (Li) et ds sont respectivement le nombre de traces mesurées fossiles (induites), la longueur moyenne des traces fossiles (induites) et la déviation standard.

Le rapport des moyennes des longueurs confinées de traces fossiles et induites est de 0,95 pour le Fish Canyon Tuff, et de 0,93 pour Durango (**Tab. I-11**). En comparant les rapports de longueurs confinées et de longueurs projetées des mêmes échantillons standards, on remarque que dans le cas des FCT, les deux rapports sont identiques alors que pour Durango, le rapport des longueurs confinées est inférieur à celui des longueurs projetées.

Standard	Ns	Ls ± 1σ (μm)	ds	Ni	Li ± 1σ (μm)	ds	Ls/Li
FCT	7	15,99 ± 0,38	1,00	29	16,70 ± 0,13	0,72	0,96
	12	15,33 ± 0,23	0,78	34	16,33 ± 0,15	0,88	0,94
moy. pond.		15,51 ± 0,20	0,89		16,54 ± 0,10	0,80	0,94
Durango	21	14,74 ± 0,25	1,16	28	15,90 ± 0,19	0,99	0,93

**Tableau I-11 :** Longueurs confinées des traces de fission induites et fossiles dans les apatites de deux standards géologiques " Fish Canyon Tuff" et "Durango". Ns (Ni), Ls (Li) et ds sont respectivement le nombre de traces mesurées fossiles (induites), la moyenne des longueurs confinées des traces fossiles (induites) et la déviation standard. Les mesures sont effectuées en microscopie optique sous un objectif x100 à immersion et des oculaires x10.

apparaître que, dans les apatites volcaniques, il existe bien un certain effacement des traces fossiles, qui sont en moyenne plus courtes par environ 5 % que les traces induites. D'après les données de la littérature, le taux d'effacement serait du même ordre pour les apatites volcaniques d'âges compris entre environ 15 Ma à 120 Ma, ce qui semble suggérer que dans la "ZRT" définie précédemment, la forme «stable» des traces de fission dans les apatites correspond à une longueur confinée moyenne égale à environ  $0,95 \times Li$  où Li est la longueur moyenne des traces induites.

Par ailleurs, dans les roches volcaniques n'ayant jamais été portées depuis leur mise en place à une température > 65°C, la distribution des longueurs de traces confinées n'est pas biaisée comme dans le cas des longueurs projetées puisque les traces supérieures à 12 μm, peuvent toutes être mesurées.

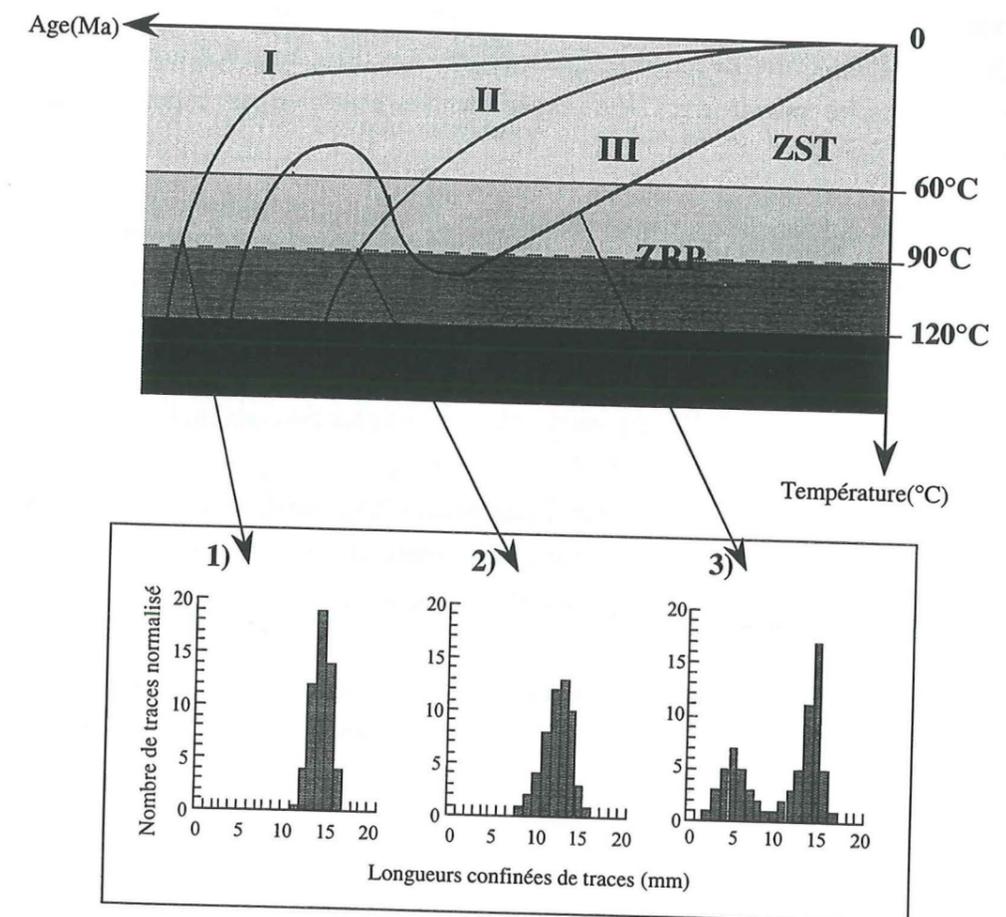
### b) Interprétation des longueurs confinées

Les mesures de longueurs confinées, aussi simples et pratiques que celles des longueurs projetées, apportent beaucoup plus d'information pour la reconstruction de l'histoire thermique de la formation qui contient le matériel traité. Ainsi, la figure I-19 montre la forme de l'histoire des longueurs confinées à laquelle on doit s'attendre dans trois histoires simples de refroidissement, I, un refroidissement très rapide; II, un refroidissement monotone et III, un refroidissement avec une excursion thermique dans la zone de rétention partielle des traces :

**Type I :** cas des roches volcaniques où le refroidissement est très rapide après la mise en place. La distribution des longueurs est représentée dans l'histogramme 1 de la figure I-19, avec une longueur moyenne de traces fossiles de l'ordre de 14-15 μm et une déviation standard inférieure à 1 μm. Ce type de parcours temps-température correspond aussi à une dénudation tectonique.

**Type II :** la forme de la distribution des traces confinées est unimodale mais présente un certain biais jusque vers 8 μm (histogramme 2, figure I-19), la longueur moyenne est de 13 μm avec une déviation standard inférieure à 1,7 μm. Ceci est caractéristique d'un refroidissement simple par érosion et dénudation progressives.

**Type III :** dans le cas d'un parcours de type III, la distribution des longueurs de traces montre une forme très large voire bimodale (voir histogramme 3, figure I-19). La longueur moyenne est de 10 μm à 12 μm et la déviation standard est supérieure à 1,7 μm. Il s'agit ici d'une histoire thermique assez complexe, l'échantillon ayant séjourné un temps plus important dans la zone de rétention partielle des traces.



**Figure I-19 :** Trois différents types de parcours Temps-Température avec la forme de distribution des longueurs confinées correspondante. L'histogramme 1, correspond au parcours I : refroidissement rapide, l'histogramme 2, correspond au chemin II : refroidissement monotone et progressif et la dernière distribution correspond à une histoire thermique plus complexe de type III, d'après Dumitru (1989).

## 4-2 Modélisation des histoires thermiques

Des informations plus précises peuvent être déduites à partir de modèles numériques d'optimisation des données, comme celui de Gallagher (1993) que nous avons utilisé dans ce travail. Ce modèle permet de définir l'allure générale de l'histoire thermique d'un échantillon d'apatite depuis son dernier refroidissement au-dessous de 110°C. Il repose sur le modèle d'effacement thermique des traces de Laslett *et al.* (1987) qui permet de prédire l'âge apparent et la distribution des longueurs de traces confinées résultant d'une histoire thermique donnée.

Le traitement de Gallagher repose sur une approche stochastique qui consiste à découper l'espace temps-température en un certain nombre de "boîtes", lieux de passages obligés pour toute histoire thermique. Une histoire thermique est alors définie par un certain nombre de segments de droite joignant deux points dans des boîtes temps-températures successives, points pris au hasard par une méthode de Monte-Carlo. Le modèle calcule ensuite l'âge apparent et la distribution de longueurs de traces résultants, les compare aux valeurs expérimentales, et calcule par rapport à ces dernières un paramètre de "misfit".

Dans le modèle de Gallagher, une première série de parcours t-T (en général 50 parcours) est effectuée. A partir de ces données, il apparaît que certains parcours fournissent des prédictions pour les données "traces" plus proches des données expérimentales que d'autres. On utilise alors un algorithme "génétique", dans lequel cette information est utilisée pour orienter la recherche, dans une seconde série de parcours, vers les régions du plan t-T les plus favorables. En d'autres termes, la probabilité de passage par un point d'une boîte t-T n'est plus la même que pour la première série d'expériences. On procède à une succession d'expériences (en général, de 10 à 20 expériences de 50 parcours chacune), au cours desquelles l'algorithme génétique précise davantage à chaque étape la région de l'espace t-T renfermant les histoires thermiques les plus probables.

En général, il suffit d'un nombre de boîtes t-T réduit, 4 ou 5, en plus du point final  $t = 0$  Ma,  $T =$  température de surface, pour obtenir une convergence rapide vers des solutions acceptables.

## REFERENCES

### Chapitre -I-

- BIGAZZI G., F. BONADONNA & J.C. HADLER NETO, (1986). Contribution of statistics in fission track counting. *Nucl. Tracks*, **11**, 123-136.
- BIGAZZI G., J.C. HADLER N., P.J. IUNES & A.M. OSORIO, (1991). Fission track D/D<sub>i</sub> measurements in artificial glass under conditions free from fading and radiation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B53*, 67-70.
- CARPENTER B.S., (1984). Calibrated glass standards for fission track use. Standard Reference Materials, NBS *Special Publication*, 260-292, Gaithersburg, 1-12.
- DAKOWSKY M., (1978). Length distribution of fission tracks in thick crystals. *Nucl. Track Detection*, **2**, 181-189.
- DUMITRU T.A., (1989). Constraints on uplift in the franciscan subduction complex from apatite fission track analysis. *Tectonics*, **8**, 197-220.
- DURRANI S.A. & R.K. BULL, (1985). Solid State Nuclear Track Detection, Principles, Methods and Applications. Pergamon Press, 111, 304p.
- FLEISCHER R.L. & P.B. PRICE, (1964). Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**, 1705-1714.
- FLEISCHER R.L. & H.R. HART, (1972). Fission Track Dating : techniques and problems. In : W.W. Bishop, D.A. Miller and S. Cole (Editors), Calibration of Hominoid Evolution. Scottish Academic Press, Edinburgh, 135-170.
- FLEISCHER R.L., P.B. PRICE & R.M. WALKER, (1964). Fission track ages in zircon. *J. Geophys. Res.*, **69**, 4885-4888.
- FLEISCHER R.L., P.B. PRICE & R.M. WALKER, (1965). Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geophys. Res.*, **70**, 1497-1502.
- FLEISCHER R.L., P.B. PRICE & R.M. WALKER, (1975). Nuclear Tracks in Solids : principles and applications. University of California Press, Berkeley, 605 p.
- GALLAGHER K., C.J. HAWKESWORTH & M.S.M. MANTOVANI, (1993). The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from fission track data. *J. Geophys. Res.*, à paraître.
- GLEADOW A.J.W., A.J. HURFORD & R.D. QUARF, (1976). Fission track dating of zircon: improved etching techniques. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 273-276.
- GLEADOW A.J.W., I.R. DUDDY, P.F. GREEN & K.A. HEGARTY, (1986). Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 245-254.

- GREEN P.F., (1981). A new look at statistics in fission track dating. *Nucl. Tracks*, 5, 76-86.
- HURFORD A.J. & P.F. GREEN, (1982). A users' guide to fission track dating calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 343-354.
- HURFORD A.J. & P.F. GREEN, (1983). The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geoscience*, 1, 285-317.
- HURFORD A.J. & K. HAMMERSCHMIDT, (1985).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs : Calibration ages for fission track dating standards, *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 58, 23-32.
- KRISHNASWAMI S., D. LAL, N PRABHU & D. McDOUGALL, (1974). Characteristics of fission tracks in zircon : Applications to geochronology and cosmology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 51-59.
- KUNK M.J., J.F. SUTTER & C.W. NAESER, (1985). High precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of sanidine, biotite, hornblende and plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan volcanic field, South Central Colorado, *Geol. Soc. Amer. Abstr. Program*, 17, 6-36.
- LAPIQUE F., M. CHAMPENOIS & A. CHEILLETZ, (1988). Un analyseur vidéographique interactif : description et application. *Bull. Minér.*, 111, 679-687.
- LASLETT G.M., I.R. DUDDY, A.J.W. GLEADOW & P.F. GREEN, (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A Quantitative Analysis. *Chemi. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 65, 1-13.
- LELARGE MEDEIROS VIGNOL M.L., (1993). Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc alpin, France). Thèse d'Université, Grenoble I, 259p.
- MCDOUGALL I. & R.T. WATKINS, (1985). Age of hominoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Nature*, Lond. 318, 175-178.
- McGEE V.E., M.J. JOHNSON & C.W. NAESER, (1985). Simulated fissioning of uranium and testing of fission track dating method. *Nucl. Tracks*, 10, 365-379.
- NAESER C.W. (1967). The use of apatite and sphene for fission track age determination. *Bull. Soc. Am.*, 78, 1523-1526.
- NAESER C.W., (1969). Etching fission tracks in zircon. *Science*, 165, 388.
- NAESER C.W. & F.C. W.DODGE, (1969). Fission track ages of accessory Minerals from Granitic Rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 2201-2212.
- NAESER C.W. & R.L. FLEISCHER, (1975). Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for the fission track annealing corrections. *Geophys Res. Lett.*, 2, 67-70.
- PRICE P.B. & R.M. WALKER, (1962). Chemical Etching of Charged-Particle Tracks. *J. Applied. Phys.*, 33, 3407-3412.
- PRICE P.B. & R.M. WALKER, (1963). Fossil tracks of charged particules in mica and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, 68, 4847-4862.
- ROBERT J.G., R. GOLD & R.J. ARAMANI, (1968). Spontaneous fission decay constant of  $^{238}\text{U}$ . *Phys. Rev.*, 174, 1482-1484.
- STEVEN T.A., H.H. MEHNERT & J.D. OBRDADOVICH, (1967). age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 575-D, 47-55.

- WAGNER G.A., (1966). Fission track dating of apatites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 411-415.
- WAGNER G.A., (1972). The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Am. Nucl. Soc.*, 15, 145-159.
- WAGNER G.A., (1988). Apatite fission-track geochrono-thermometre to 60°C : Projected Length Studies. *Chem. Geol.*, 72, 145-153.
- WAGNER G.A. & E. HEJL, (1991). Apatite fission-track age-spectrum based on track-length analysis. *Chem. geol.*, 87, 1-9.
- WATTS. & S.A. DURRANI, (1985). Thermal stability of fission tracks in apatite and sphene : using confined-track-length measurements. *Nucl. Tracks*. 10, 349-357.

***DEUXIEME PARTIE***

***APPLICATIONS***

## INTRODUCTION GENERALE

Les systèmes isotopiques dans les minéraux et les roches ont une grande capacité d'enregistrement de l'évolution thermique affectant une formation donnée. Les informations ainsi obtenues nous permettent de déterminer une histoire de refroidissement.

Ce refroidissement peut être associé soit à la résorption d'une anomalie thermique, par exemple due à des circulations de fluides, soit à une dénudation, de nature tectonique (faille de détachement) ou due à une érosion elle même associée à une surrection. En effet, la datation par les traces de fission sur zircon et apatite fournit des informations sur les températures basses, entre les isothermes 220°C et 130°C.

Cette méthode a connu en particulier ces dernières années de nombreuses applications dans différents contextes. Dans un tel domaine de géodynamique active, elle fournit ainsi des estimations plus précises et plus rigoureuses sur les taux de refroidissement et d'exhumation des chaînes de collision récentes. Nous avons appliqué cette méthode dans différents contextes qui font but du présent travail afin de pouvoir exploiter les informations qu'elles nous offrent.

***CHAPITRE II***

*Alpes occidentales françaises*

## 1- PROBLEMATIQUES

Dans les Alpes occidentales françaises, notre étude concerne deux problèmes principaux : l'évolution tectonique de deux vallées situées dans les massifs cristallins externes : la vallée de l'Eau d'Olle (massif de Belledonne) et celle de la Romanche (massifs de Belledonne et des Grandes Rousses), et la caractérisation de l'origine des dépôts fluviatiles dans un paléodelta de la moyenne vallée de l'Isère. Sur une carte structurale simplifiée de l'Arc alpin occidental (Fig. II-1), nous avons localisé par des étoiles les différents sites qui seront étudiés dans le présent chapitre.

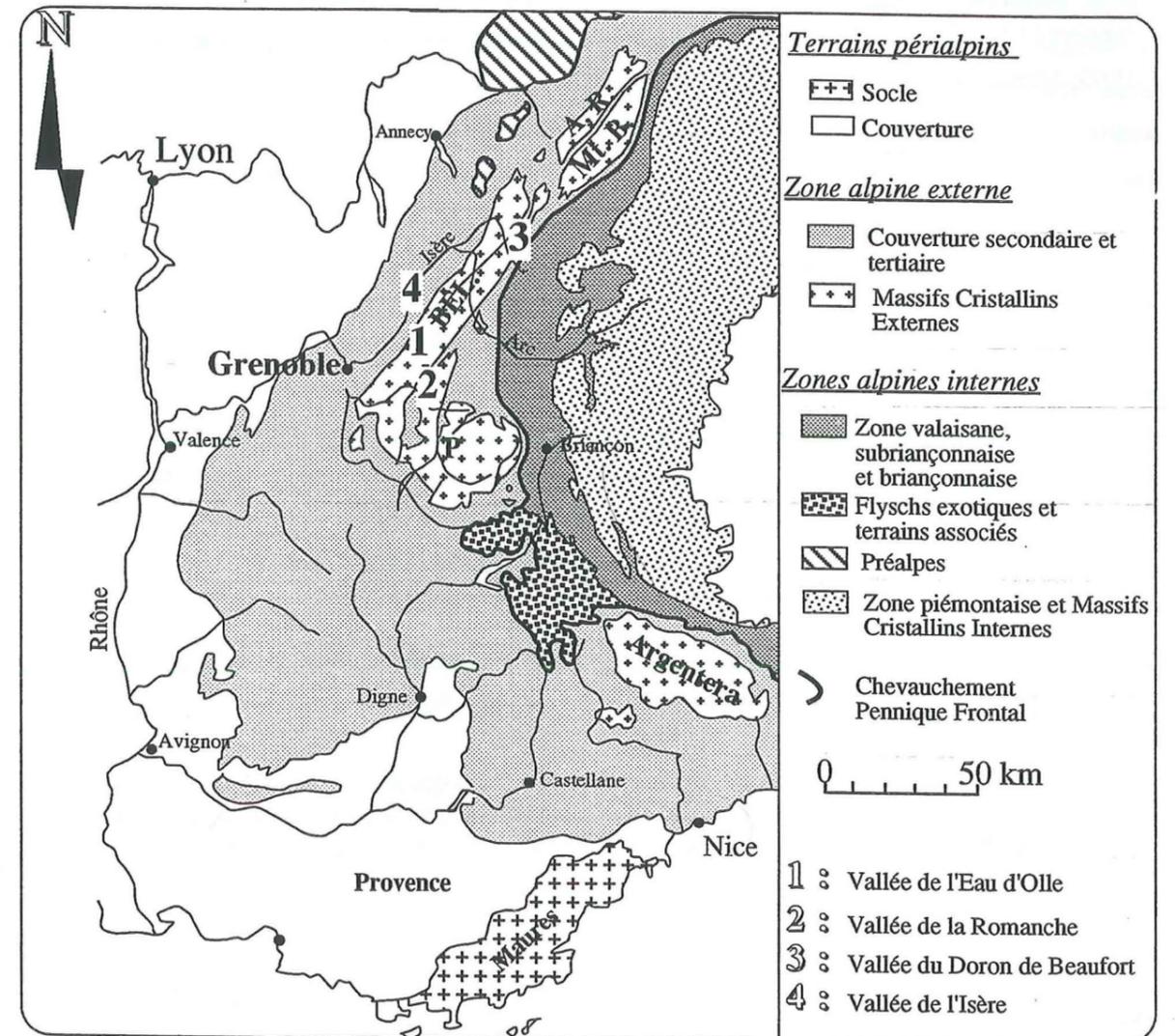


Figure II-1 : Carte structurale simplifiée (d'après Debelmas et Kerckhove, 1980) et localisation des différents sites étudiés.

## 1-1 Etude des vallées

L'histoire du refroidissement des Alpes telle que la révèlent les traces de fission montre l'existence d'une dénudation (soulèvement?) rapide dans les zones externes des Alpes occidentales françaises (Soom, 1990; Mansour, 1991 et Lelarge, 1993) et lent dans les zones internes (Hurford, 1986 et Hurford *et al.*, 1989).

L'étude que nous présentons dans ce chapitre a pour but principal de tester l'existence de failles normales tardives dans une vallée transversale du massif de Belledonne (vallée de l'Eau d'Olle) et de quantifier la composante verticale de son rejet.

L'existence de tels accidents a en effet été proposée plus au Nord en Maurienne (vallée de l'Arc) pour expliquer des anomalies d'âge traces de fission sur apatite, systématiquement trop vieux par rapport à l'altitude actuelle des échantillons prélevés sur les versants de la vallée (FIG. II-2) (Lelarge, 1993; Ménard *et al.*, 1993).

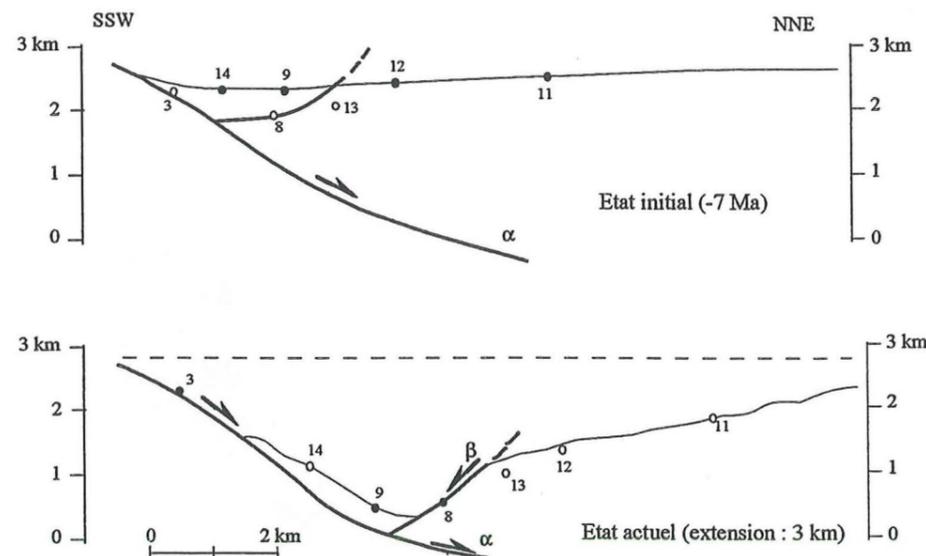


Figure II-2 : Interprétation des données thermochronologiques (Lelarge, 1993) dans la vallée de l'Arc, en Maurienne par un modèle d'extension longitudinale, les chiffres représentent les échantillons datés par traces de fission (Ménard *et al.*, 1993).

Pour vérifier le caractère plus général de telles failles, nous avons entrepris une étude dans la vallée de l'Eau d'Olle. Ce choix est également motivé par l'existence de mouvements différentiels actuels rapides (supérieur à 3 mm / an), mis en évidence par comparaison de nivellements historiques (Darmendrail, 1994) et susceptibles de traduire le jeu actuel de telles failles. L'essentiel de cette étude est centré sur une coupe perpendiculaire à la vallée, effectuée dans le faciès le plus favorable qu'est le granite des Sept Laux.

Trois échantillons complémentaires, antérieurement datés par d'autres méthodes géochronologiques (Demeulemeester, 1982), ont été également étudiés dans cette vallée à l'amont de la coupe

Quatre autres échantillons issus de la vallée de la Romanche (terrains cristallins) ont été étudiés dans le même but, ainsi que pour confronter l'évolution thermique de ces terrains déduite des datations par les traces de fission avec celle proposée d'après une étude thermopaléomagnétique dans les métasédiments du bassin de Bourg-d'Oisans (Crouzet, 1993).

Enfin, un échantillon dans la vallée du Doron de Beaufort a été étudié dans les mêmes perspectives.

## 1-2 Etude des dépôts fluviatiles

Une autre application de la méthode des traces de fission est la caractérisation de l'origine des dépôts fluviatiles. Comme certaines méthodes géochronologiques, cette méthode nous offre la possibilité de dater grain par grain, ce qui permet de déterminer un âge apparent traces de fission pour chacun des différents cristaux d'apatite à analyser. Il s'agit donc d'un bon outil pour la caractérisation de la provenance de certains dépôts sédimentaires. Plusieurs études ont été effectuées sur ce thème, notamment, au Nord de la Tasmanie (Yim *et al.*, 1985), dans les Barbades (Baldwin *et al.*, 1986), dans les Alpes centrales (Wagner *et al.*, 1979) et dans l'Arc de Calabre (Thomson, 1994).

Dans le présent travail, nous nous sommes intéressés surtout à la caractérisation des origines des dépôts fluviatiles d'un paléodelta situé dans la moyenne vallée de l'Isère au niveau du sillon subalpin (Alpes occidentales françaises). Ce paléodelta qui débouchait dans le lac interglaciaire Riss-Würm du Grésivaudan, est situé en face du débouché actuel du Bréda, mais pourrait être associé à un paléocours de l'Arc. Une étude sur la géomorphologie et la tectonique récente de la moyenne vallée de l'Isère a été réalisée par Darmendrail (1994) qui a proposé un modèle pour expliquer les captures du Gelon et de l'Arc par l'Isère ainsi que celle du haut Bréda par le Bas Bréda (FIG. II-3).

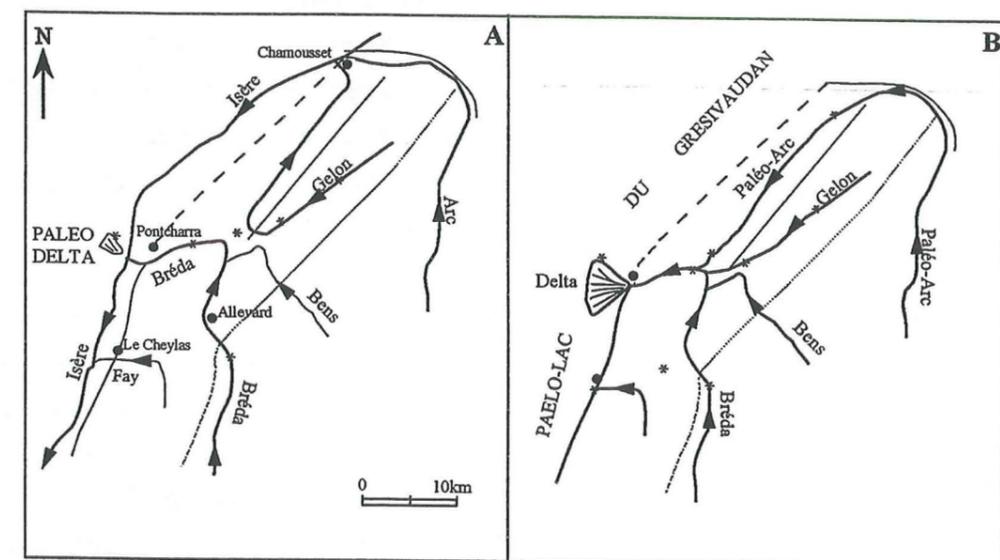


Figure II-3 : Modèle de captures de rivières entre le réseau hydrographique actuel (A) et celui de l'Eémien-Würm précoce (B), D'après Darmendrail *et al.*, 1994.

Le facteur principal de l'évolution des anciens réseaux hydrographiques est l'inversion du sens du courant dans la vallée du Bas Gelon et dans celle d'Allevard (Moyen Bréda). Cette inversion de courant est due à la superposition de deux phénomènes tectoniques : un affaissement différentiel de collines bordières par rapport à Belledonne dû à une tectonique gravitaire transversale qui affecte la couverture et un basculement de l'ensemble vers le Nord-Est qui est le résultat d'une tectonique longitudinale qui, elle, affecte le socle. Cette dernière est responsable de l'inversion du sens de la pente dans la vallée du Bas Gelon, ce qui facilite la capture de l'Arc par l'Isère. Elle prolongerait à une époque récente (moins de 100 000 ans) la tectonique extensive plus ancienne proposée plus à l'amont au niveau du rameau interne du massif de Belledonne (Lelarge, 1993 et Ménard *et al.*, 1993). La capture du Haut Gelon par le Bas Gelon est le résultat d'un affaissement le long de la vallée du Bas Gelon qui est probablement la conséquence de la superposition des deux phénomènes tectoniques précédemment cités.

## 2- PROCEDURE ANALYTIQUE

Des apatites ont été extraites à partir d'échantillons prélevés dans des granites, gneiss et amphibolites ainsi que dans des sables fluviatiles. Le tri de ces minéraux s'est fait par la méthode conventionnelle des liqueurs denses et par séparation magnétique. Une fois séparé, ce matériel est daté par la méthode des traces de fission en utilisant la technique du détecteur externe (voir Chap. I-3-2-2), car la distribution de l'uranium, et par conséquent celle des traces de fission, est très hétérogène dans les apatites obtenues.

Les grains d'apatite ont été inclus dans une résine, polis et les traces fossiles ont été révélées à l'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ ), à 1 M, à température ambiante, pendant 50 secondes dans un bain ultrasonique. Ensuite, on a appliqué des feuilles de kapton comme détecteur externe contre le montage préparé. L'ensemble des échantillons a été scellé dans un furet d'irradiation en présence de quelques verres moniteurs standards (NIST 962), puis envoyé au réacteur nucléaire Orphée (Saclay). Au retour, les traces induites ont été révélées dans le kapton par une solution de  $\text{NaOCl}$  (14%) +  $\text{NaCl}$  (12%) à ébullition, pendant 8 mn. Les âges traces de fission ont été déterminés à partir des mesures de densité de traces aussi bien fossiles qu'induites effectuées avec un microscope optique (LEITZ), sous un objectif x100 à immersion et des oculaires x10. Tous les âges TF obtenus ne sont que des âges apparents, calculés à partir de l'équation d'âge (1) (Chap. I-3-1).

Pour tous les échantillons étudiés, nous avons procédé à des mesures de longueurs des traces projetées en utilisant le même montage que pour les mesures de densités. Pour les mesures de longueurs confinées, nous avons préparé, pour chaque échantillon traité, une population d'environ 400 à 600 grains. Ces grains ont été montés dans une résine, polis et les traces de fission fossiles ont été révélées à l'acide nitrique pendant 90 secondes. Un temps d'attaque aussi prolongé est nécessaire pour que les traces en profondeur puissent être révélées. Nous n'avons mesuré que les traces confinées horizontales (parallèles au plan de polissage). Ces mesures se sont effectuées à l'aide d'un tube à dessin couplé à un microscope et d'une table à digitaliser reliée directement à un micro-ordinateur.

## 3- VALLEE DE L'EAU D'OLLE (massif de Belledonne)

### 3-1 Echantillonnage

Dans la vallée de l'Eau d'Olle, une partie des échantillons étudiés a été prélevée dans le granite des Sept Laux. Ce dernier forme l'ossature du massif de Belledonne, lequel se présente sous forme d'une bande continue, orientée NNE-SSW, sur environ 100 km. Ce granite est limité tectoniquement par le «Synclinal Médian» au Nord-Ouest et par la faille de la «Belle Etoile» à l'Ouest. Il constitue une partie du domaine nord-oriental du «rameau interne». Pétrographiquement, ce granite est un leucogranite à grain moyen, parfois porphyrique. Sa mise en place a été datée à  $332 \pm 13$  Ma (Debon *et al.*, 1994) par U-Pb, en utilisant la technique d'évaporation du plomb sur monozircons.

L'échantillonnage a eu lieu selon une coupe principale NS (Fig. II-4) dans le granite des Sept Laux. Les échantillons GEO1, GEO2, GEO3, GEO5, GEO6 et GEO7 ont été prélevés sur le flanc nord de la vallée entre 1300 m et 2300 m d'altitude et les échantillons GEO4 et GEO8 sur le flanc sud entre 1240 m et 1500 m d'altitude. Trois autres échantillons situés plus à l'Est, dont deux sont gneissiques (DP102 et DP105) et un amphibolitique (DP104) ont été repris d'un échantillonnage effectué antérieurement par Demeulemeester (1982).

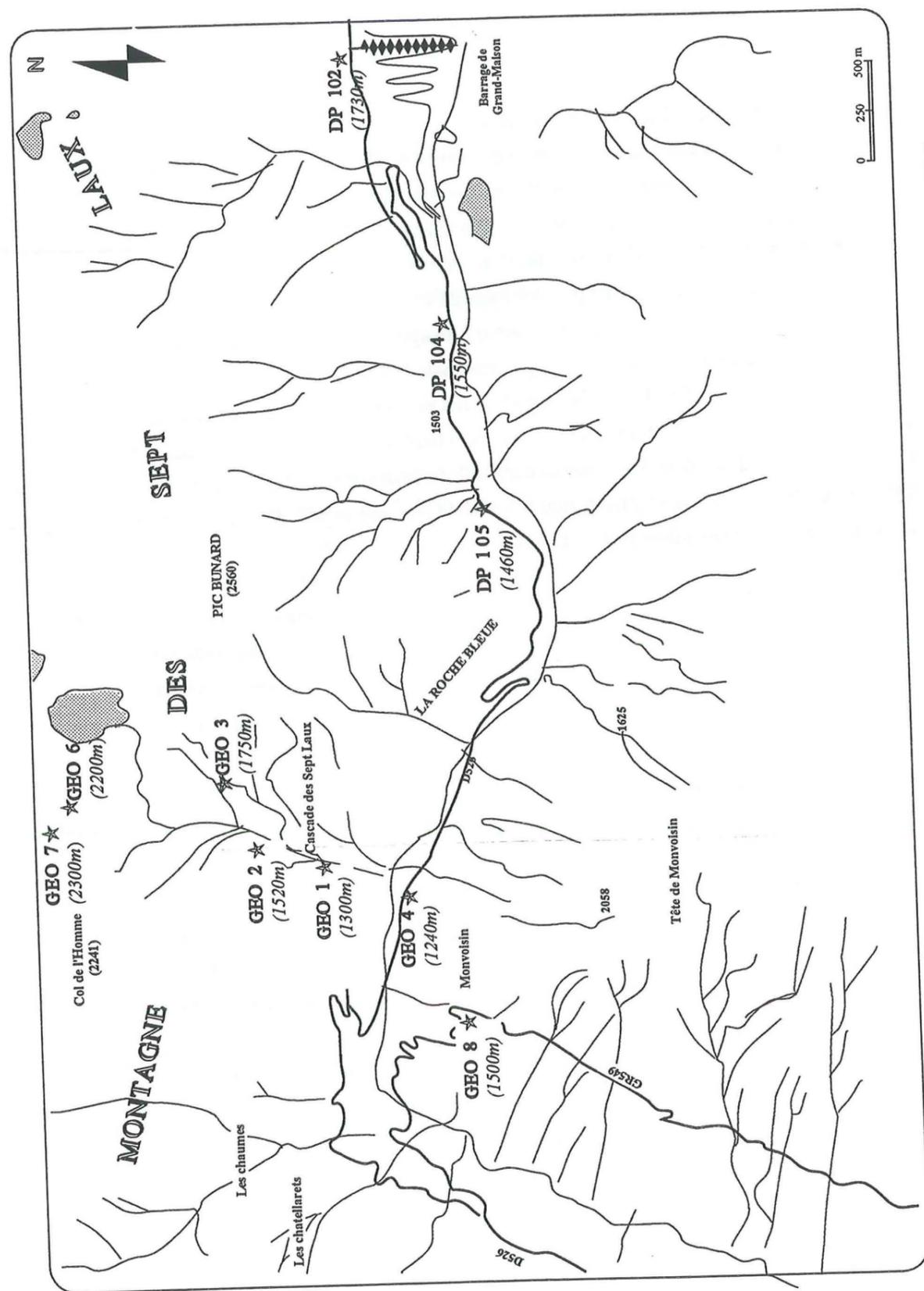


Figure II-4: Carte simplifiée au 1/25 000ème montrant la localisation des échantillons prélevés dans la vallée de l'Eau d'Olle.

### 3-2 Résultats

#### 3-2-1 Ages apparents

Les âges traces de fission obtenus sur apatite sont résumés dans le tableau II-1. Nous avons présenté la distribution des âges individuels de chaque échantillon traité (Fig. II-5).

Ech.	Alt. (m)	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ t/cm}^2$	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ t/cm}^2$	n	$\chi^2$	$\rho_d(962) \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ t/cm}^2$	$t(\text{app}) \pm 1\sigma$ (Ma)
DP102	1730	58	$0,57 \pm 0,07$	342	$3,37 \pm 0,18$	20	A	$5,302 \pm 0,040$	$14,3 \pm 2,0$
DP104	1550	130	$0,95 \pm 0,08$	1016	$7,41 \pm 0,23$	27	A	$5,302 \pm 0,040$	$10,8 \pm 1,0$
DP105	1460	116	$0,65 \pm 0,06$	1301	$7,32 \pm 0,20$	35	A	$5,302 \pm 0,040$	$7,5 \pm 0,7$
GEO1	1300	83	$0,68 \pm 0,07$	1920	$15,75 \pm 0,36$	24	A	$6,087 \pm 0,040$	$4,2 \pm 0,5$
GEO2	1520	159	$0,75 \pm 0,06$	2514	$11,79 \pm 0,24$	42	A	$6,087 \pm 0,040$	$6,1 \pm 0,5$
GEO3	1750	145	$0,84 \pm 0,07$	2283	$13,22 \pm 0,28$	34	A	$6,087 \pm 0,040$	$6,1 \pm 0,5$
GEO4	1240	117	$0,82 \pm 0,08$	2104	$14,80 \pm 0,32$	28	A	$6,087 \pm 0,040$	$5,4 \pm 0,5$
GEO6	2200	181	$1,27 \pm 0,09$	2007	$14,11 \pm 0,32$	28	A	$6,087 \pm 0,040$	$8,7 \pm 0,7$
GEO7	2300	206	$1,27 \pm 0,09$	2172	$13,37 \pm 0,29$	32	A	$6,087 \pm 0,040$	$9,2 \pm 0,7$
GEO8	1500	117	$1,00 \pm 0,09$	1650	$14,13 \pm 0,35$	23	A	$6,087 \pm 0,040$	$6,8 \pm 0,7$

Tableau II-1 : Ages apparents traces de fission sur apatite des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle. Alt. : altitude des échantillons en m, Ns (Ni),  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ),  $\rho_d$  et n sont respectivement : le nombre de traces fossiles (induites) comptées, la densité des traces fossiles (induites), la densité des traces induites dans les verres moniteurs et le nombre de grains comptés.  $\chi^2$  : résultat du test  $\chi^2$  (Galbaith, 1981, Green, 1981), avec A pour accepté et R pour refusé.  $t(\text{app})$  : âges apparents en Ma calculés à partir de l'équation (1), chap. I-3-1.

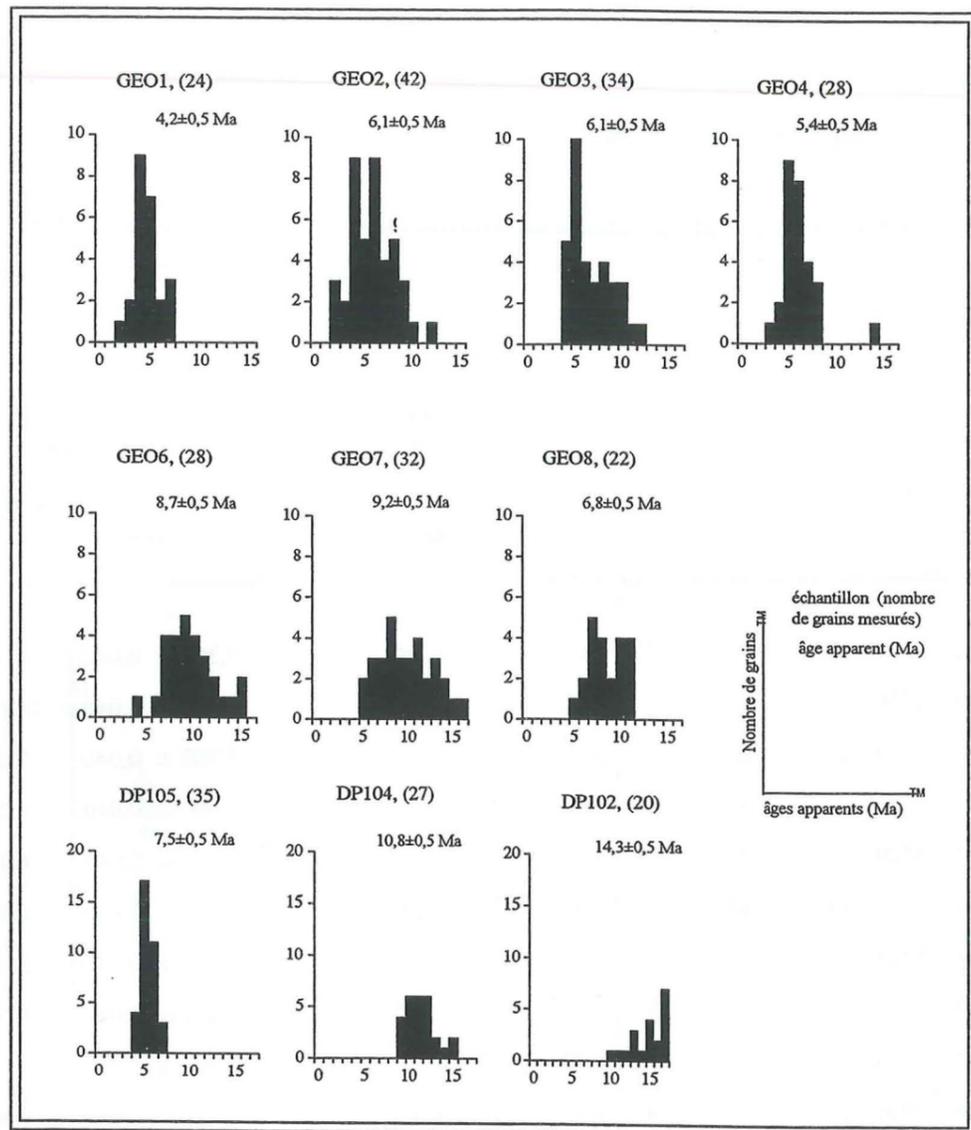


Figure II-5 : Distribution des âges apparents individuels des apatites des dix échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle. On remarque que les âges TF obtenus dans les différents grains de chaque échantillon ne présentent pas de distribution critique.

Tous les échantillons passent le test du  $\chi^2$  de Galbraith (Galbraith, 1981 et Green, 1981). Un exemple d'isochrone d'âges traces de fission est montré dans la figure II-6; il s'agit d'un diagramme densités fossiles en fonction des densités induites. L'isochrone déduite de nos données est compatible avec l'isochrone des âges traces de fission sur apatites du standard géologique FCT.

Nous pouvons en déduire que les âges individuels des grains d'apatite mesurés dans chaque échantillon appartiennent à une seule population. Nous présentons un diagramme altitude-âge (Fig. II-7) de tous les échantillons étudiés. On note, comme le montre cette figure, que la répartition des âges est spécifique de chaque coupe : dans la coupe NS, où tous les échantillons sont issus du granite des Sept Laux, les âges apparents obtenus sur le flanc nord de la vallée de l'Eau d'Olle varient de  $9,2 \pm 0,7$  Ma à 2300 m d'altitude (échantillon GEO7) à  $4,2 \pm 0,5$  Ma à 1300 m (échantillon GEO1) et montrent une croissance régulière avec l'altitude, alors que ceux obtenus sur le flanc sud de la vallée

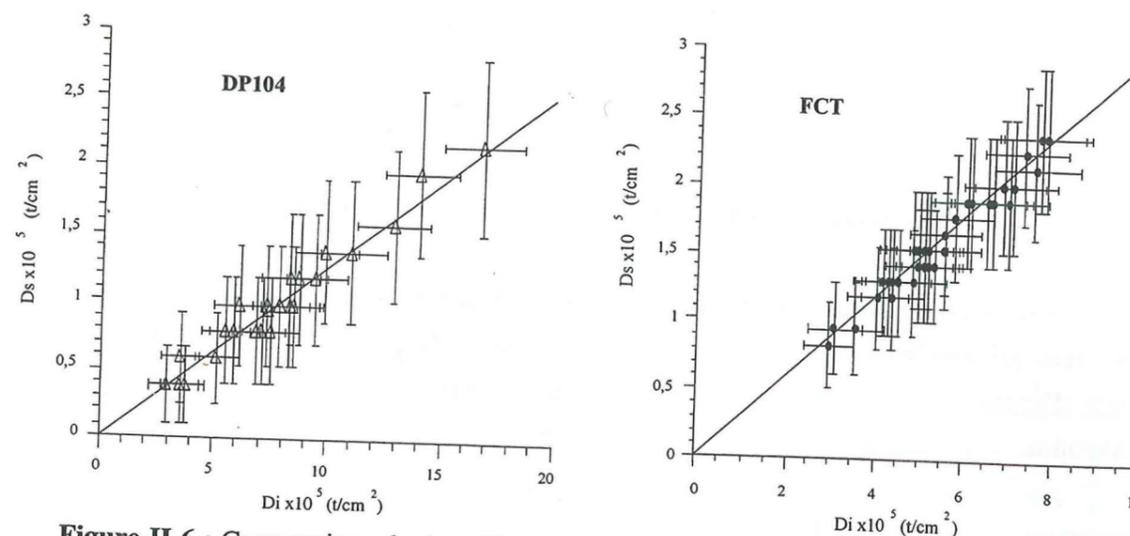


Figure II-6 : Comparaison de deux "isochrones" des âges traces de fission : échantillon de la haute vallée de l'Eau d'Olle (DP 104) en haut et standard géologique Fish Canyon Tuff en bas. On remarque que tous les points densité fossile - densité induites sont recoupés par l'isochrone.

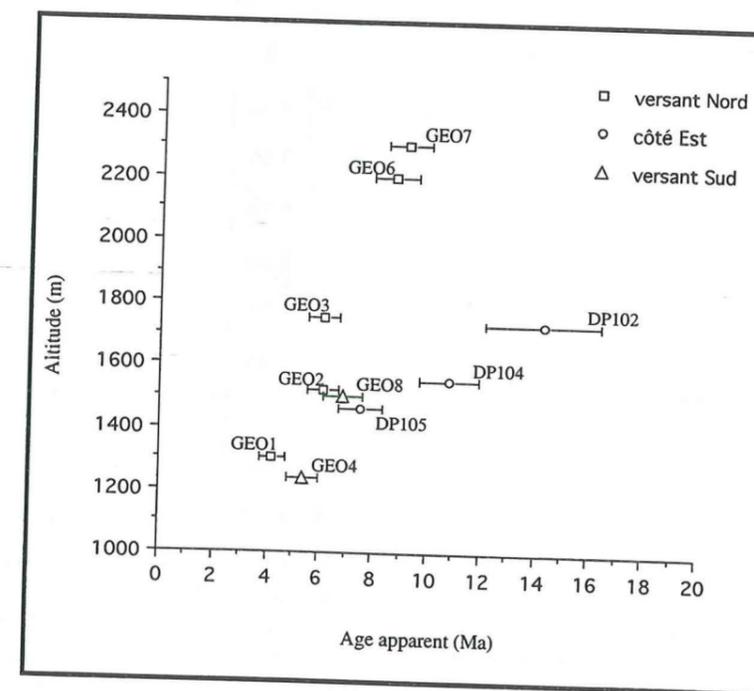


Figure II-7 : Relation âges apparents-altitudes pour les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle.

varient de  $6,8 \pm 0,7$  Ma à 1500 m (échantillon GEO8) à  $5,4 \pm 0,5$  Ma à 1240 m d'altitude (échantillon GEO4). L'échantillon GEO5 n'a pas fourni d'apatite. Les âges apparents des échantillons situés plus à l'amont de la coupe principale, issus d'un faciès gneissique ou amphibolitique, sont beaucoup plus élevés, à altitude égale, que ceux des échantillons issus du granite des Sept Laux. Ces âges varient de

14,3 ± 2,0 Ma (DP102, 1730 m) à 7,5 ± 0,7 Ma (DP105, 1460 m).

Les âges obtenus ne sont que des âges apparents, donc sans signification géologique directe. Un taux apparent de surrection de la vallée de l'Eau d'Olle ne peut donc être calculé à ce stade d'analyse.

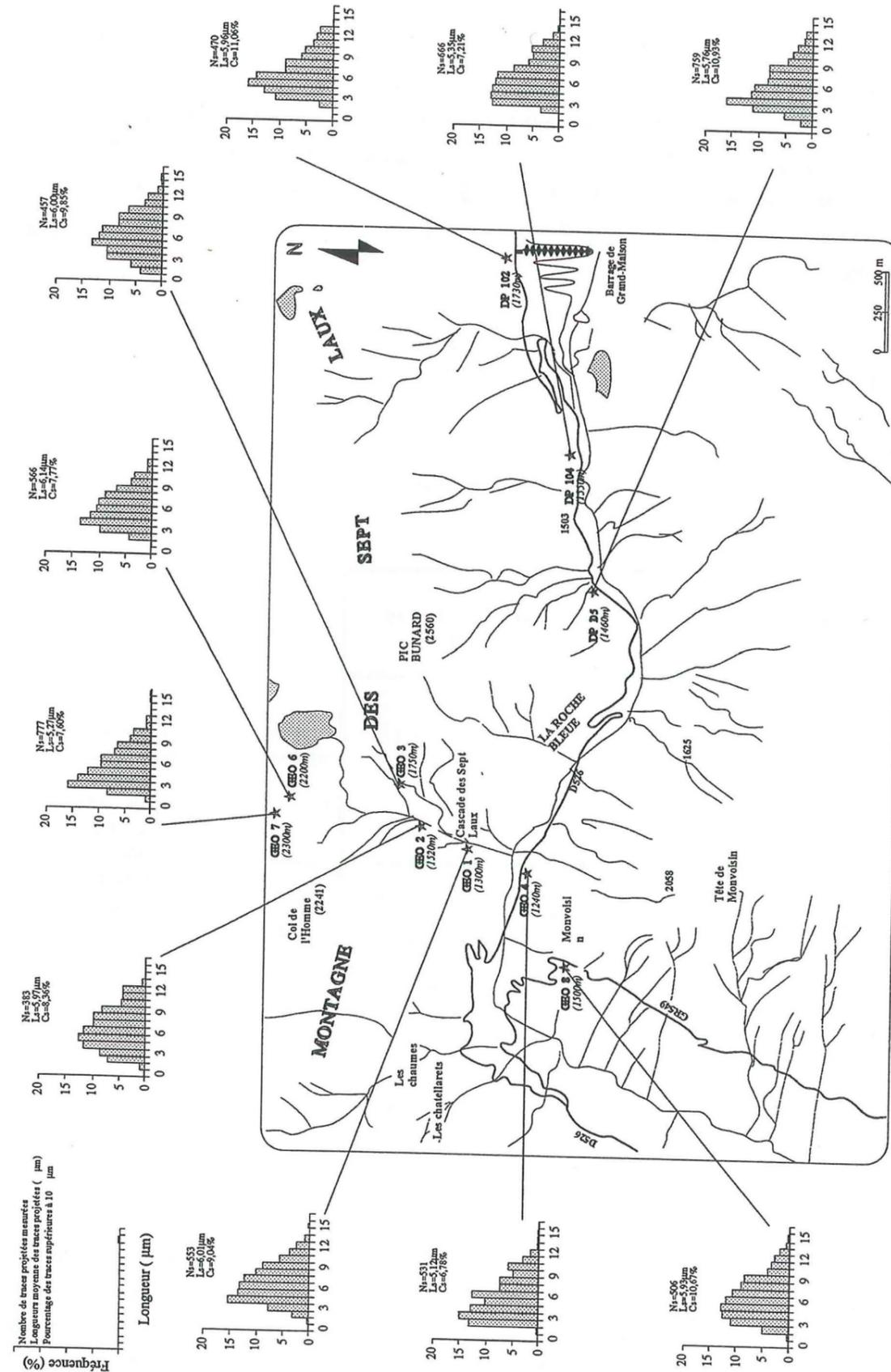
### 3-2-2 Mesures des longueurs de traces dans les apatites

Nous avons mesuré les **longueurs projetées** des traces fossiles dans les apatites. Il s'agit donc des traces qui sont interceptées par la surface de polissage. Toutes les traces révélées dans tous les grains d'apatite ont été mesurées afin d'avoir un nombre important de données. Pour chaque échantillon, nous avons calculé une longueur moyenne de traces projetées fossiles, qui varie de 5,20 ± 0,17 µm à 6,14 ± 0,19 µm, ainsi que la fraction de traces fossiles dont la longueur projetée est supérieure à 10 µm, "Cs" (Tab. II-2).

Echantillon	Alt. (m)	Ns	Cs Cs(%)	Ls ± 1σ (µm)	Cs/Ci	t(app) ± 1σ (Ma)	t 65°C ± 1σ (Ma)
DP102	1730	470	52 11,06	5,95 ± 0,17	0,87	14,3 ± 2,0	12,5 ± 1,8
DP104	1550	682	80 11,73	5,92 ± 0,13	0,92	10,8 ± 1,0	10,0 ± 1,0
DP105	1460	759	83 10,94	5,76 ± 0,13	0,86	7,5 ± 0,7	6,5 ± 0,6
GEO1	1300	553	50 9,04	6,01 ± 0,17	0,71	4,2 ± 0,5	3,0 ± 0,4
GEO2	1520	383	32 8,36	5,97 ± 0,21	0,66	6,1 ± 0,5	4,0 ± 0,4
GEO3	1750	457	45 9,85	6,00 ± 0,18	0,78	6,1 ± 0,5	4,7 ± 0,4
GEO4	1240	531	36 6,54	5,20 ± 0,17	0,52	5,4 ± 0,5	2,8 ± 0,3
GEO6	2200	566	44 7,77	6,14 ± 0,19	0,61	8,7 ± 0,7	5,3 ± 0,5
GEO7	2300	777	59 7,59	5,27 ± 0,14	0,60	9,2 ± 0,7	5,5 ± 0,4
GEO8	1500	506	54 9,50	5,60 ± 0,15	0,75	6,8 ± 0,7	5,1 ± 0,5

**Tableau II-2 :** Mesures de longueurs projetées et âges corrigés  $t_f(65^\circ\text{C})$  des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle. Alt., altitude de l'échantillon en m; Ns, Ls, Cs et Ci sont respectivement : le nombre de traces projetées fossiles mesurées, la longueur moyenne des traces projetées fossiles, le pourcentage des traces fossiles dont la longueur est supérieure à 10µm et le pourcentage des traces projetées induites supérieure à 10µm. t(app) et t (65°C) sont respectivement, les âges apparents et les âges corrigés. Les erreurs sont calculées à 1 σ.

Pour les traces induites, on a pris comme valeur standard moyenne, celle de l'apatite étalon «Fish Canyon Tuff» (Tableau I-9). La distribution des longueurs projetées pour chaque échantillon est représentée dans la figure II-8, où l'on observe que les longueurs de traces varient de 1 µm à 15 µm avec un pic vers 5-6 µm.



**Figure II-8 :** Carte simplifiée au 1/25 000ème montrant la localisation des échantillons de la vallée de l'eau d'Olle traités avec la distribution des longueurs de traces projetées.

Dans tous nos échantillons, la longueur moyenne projetée des traces fossiles est inférieure à celle des apatites volcaniques du Fish Canyon Tuff et de Durango, ce qui indique un séjour plus ou moins prolongé dans la ZRP. Par ailleurs, on observe une différence de comportement entre les apatites de la coupe Nord-Sud et celles de la haute vallée de l'Eau d'Olle. Le paramètre Cs / Ci de Wagner (1988), où Cs et Ci sont respectivement le pourcentage des traces fossiles et induites dont la longueur est supérieure à 10 µm, caractérise le taux de raccourcissement d'une population de traces. Dans la vallée de l'Eau d'Olle, ce rapport fait apparaître avec des valeurs comprises entre 0,5 et 0,7, un taux plus important d'effacement à l'Ouest que dans la vallée, où il est compris entre 0,86 et 0,92.

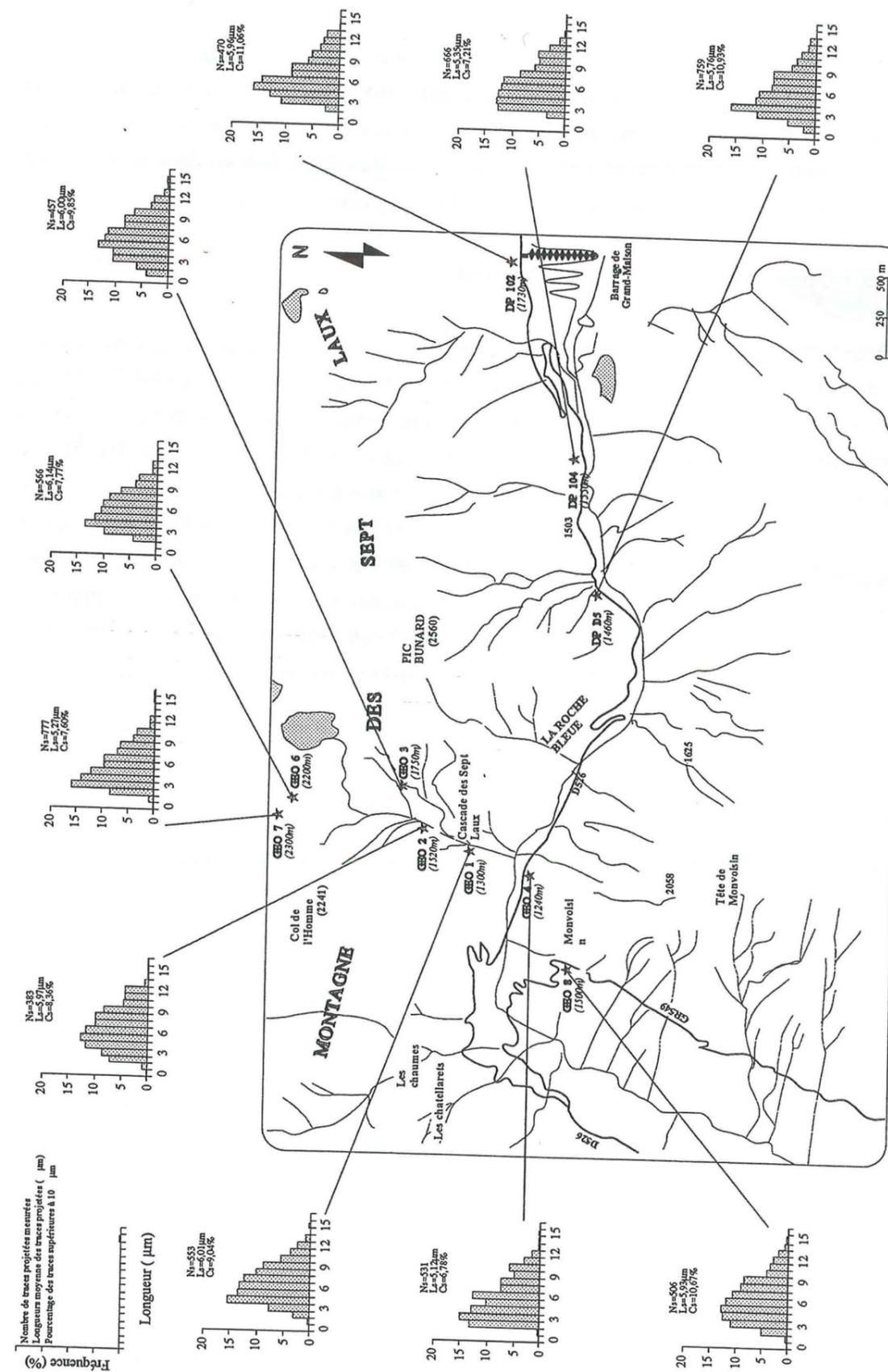
Dans la dernière colonne du tableau II-2, nous avons calculé les âges  $t_f = t_{app} \times Cs / Ci$ , supposés dater, d'après le modèle de Wagner, le passage sous l'isotherme 65°C.

De même, les **longueurs confinées** des traces fossiles ont été mesurées pour huit échantillons parmi les dix analysés. En effet, dans les deux autres échantillons (DP 104 et DP 105), aucune trace confinée n'a pu être observée. Nos résultats sont résumés dans le tableau II-3. Nous remarquons que la longueur moyenne des traces confinées de tous les échantillons mesurés est comprise entre 12,99 ± 0,32 µm et 13,90 ± 0,23 µm avec une déviation standard qui varie de 0,96 µm à 1,7 µm.

Echantillon	altitude (m)	Ns	Ls ± 1σ (µm)	ds	t(app) ± 1σ (Ma)
DP102	1730	29	13,24 ± 0,27	1,47	14,3 ± 2,0
DP104	1550	---	---	---	---
DP105	1460	---	---	---	---
GEO1	1300	13	13,30 ± 0,48	1,69	4,2 ± 0,5
GEO2	1520	23	13,11 ± 0,35	1,67	6,1 ± 0,5
GEO3	1750	23	12,99 ± 0,32	1,51	6,1 ± 0,5
GEO4	1240	11	13,12 ± 0,40	1,31	5,4 ± 0,5
GEO6	2200	19	13,32 ± 0,30	1,32	8,7 ± 0,7
GEO7	2300	17	13,90 ± 0,23	0,96	9,2 ± 0,7
GEO8	1500	19	13,28 ± 0,30	1,32	6,8 ± 0,7

**Tableau II-3 :** Longueurs confinées moyennes des traces de fission fossiles dans les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle. Ns, Ls et ds sont respectivement : le nombre de traces confinées fossiles mesurées, la longueur moyenne des traces confinées fossiles et la déviation standard. t(app) est l'âge apparent.

Dans la figure II-9, nous avons représenté pour chacun des échantillons la distribution des longueurs confinées. Dans l'échantillon DP 102, situé dans la haute vallée de l'Eau d'Olle, la longueur moyenne des traces confinées est de 13,24 ± 0,27 µm, c'est à dire qu'elle se situe dans la moyenne des mesures. Les mesures de traces confinées ne semblent donc pas confirmer le taux d'effacement moins



**Figure II-8 :** Carte simplifiée au 1/25 000ème montrant la localisation des échantillons de la vallée de l'eau d'Olle traités avec la distribution des longueurs des traces projetées.

grand pour ces échantillons, suggéré par les traces projetées. Peut-être n'y a-t-il là qu'un effet expérimental, lié au problème d'attaque chimique.

De même que pour les traces projetées, la longueur moyenne des traces fossiles confinées mesurées pour nos échantillons est inférieure à celle des traces fossiles mesurées dans des roches volcaniques (étalons géologiques, tableau I-10) qui n'ont jamais été réchauffées au-delà de 60°C. Ceci confirme bien que les échantillons étudiés, avant leur refroidissement final en deçà de 60°C, ont séjourné plus ou moins longtemps dans la zone de rétention partielle des traces.

### 3-3 Optimisation de l'histoire thermique

Pour retracer l'histoire thermique de nos échantillons depuis leur dernier refroidissement au-dessous de 110°C, nous avons utilisé le modèle de Kerry Gallagher, 1993 (Chap.I-4-2). Afin de montrer comment le modèle fonctionne, nous avons présenté une séquence de recherche d'optimisation de l'histoire thermique, avec l'échantillon GEO 3 qui a un âge apparent de  $6,1 \pm 0,5$  Ma (Fig. II-10).

Nous sommes partis d'un nombre faible de "boîtes" temps-températures (trois) et nous avons montré comment, en ajoutant un nombre minimum de boîtes (jusqu'à un total de 5 boîtes), on arrive à des solutions convergentes de chemins temps-température et à des paramètres calculés : âges, longueurs confinées moyennes, déviation standard ainsi qu'à une forme générale de l'histogramme des longueurs très proches de ceux que nous avons mesurés. Nous avons ensuite réduit l'intervalle de températures des différentes "boîtes" définies en D (Fig. II-10). En effet, nous avons remarqué que,

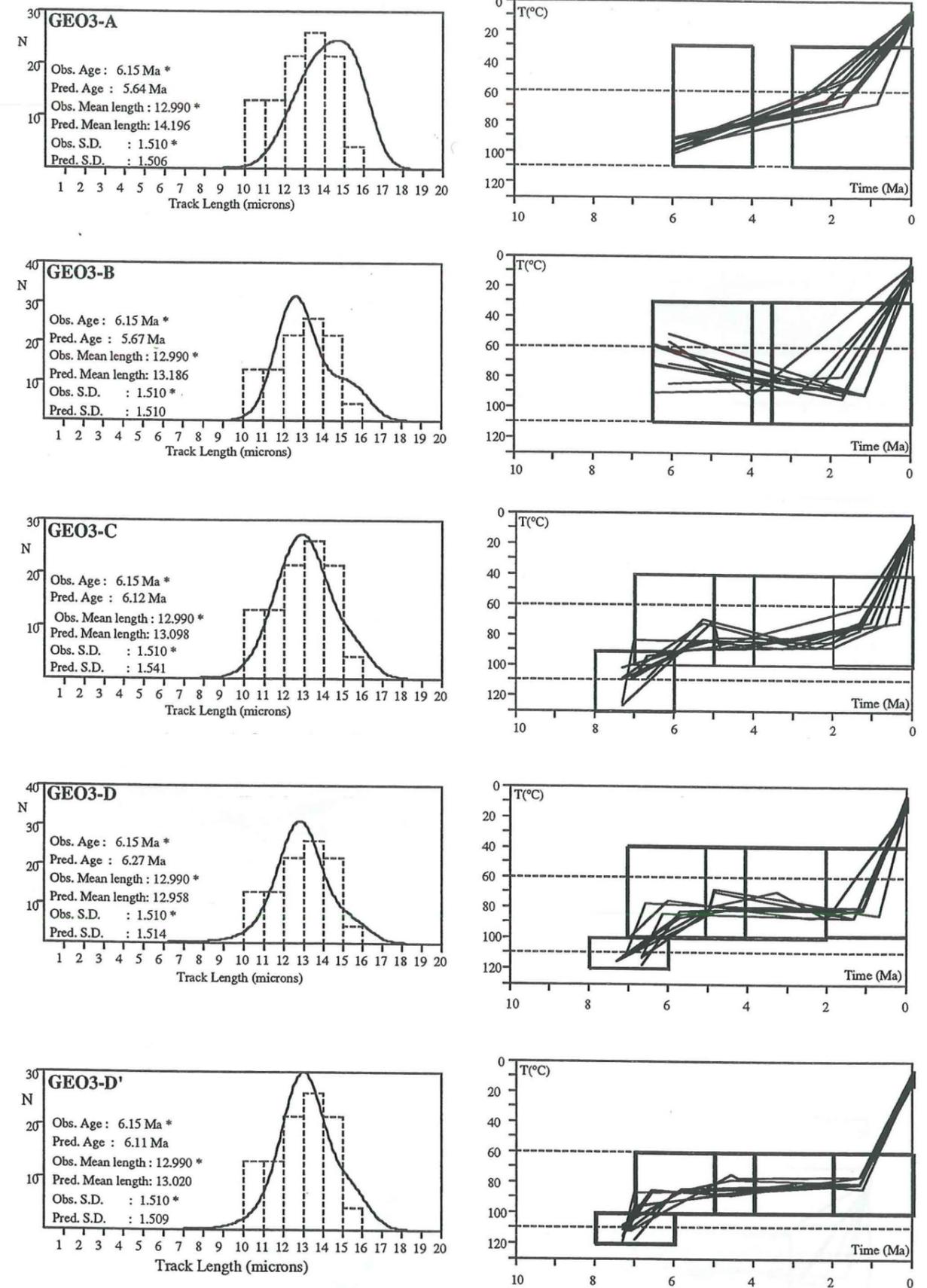
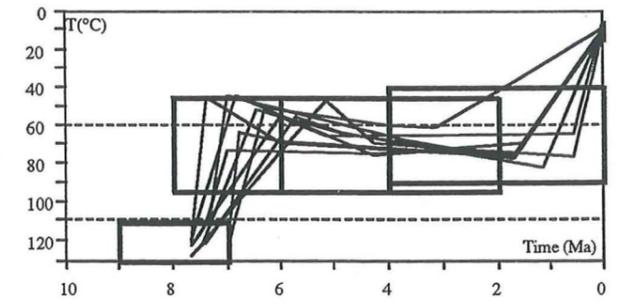
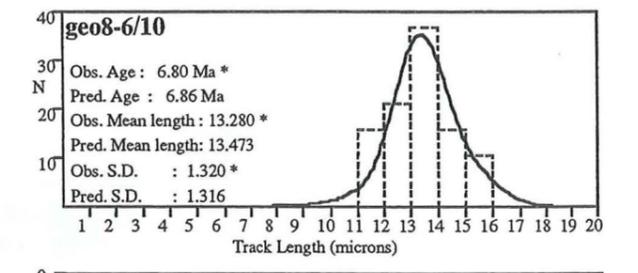
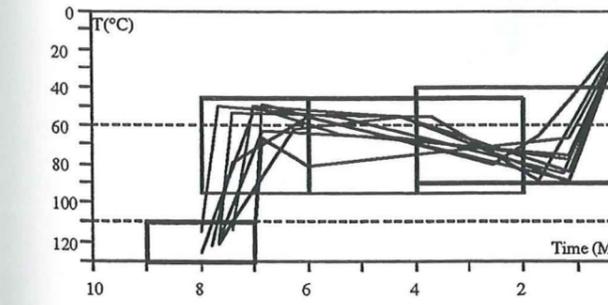
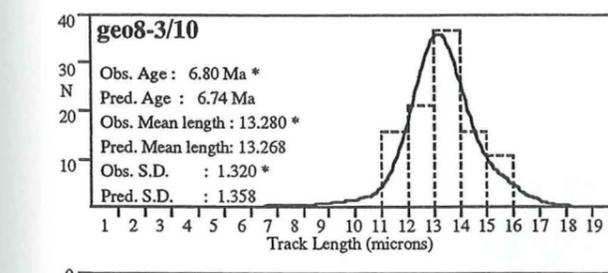
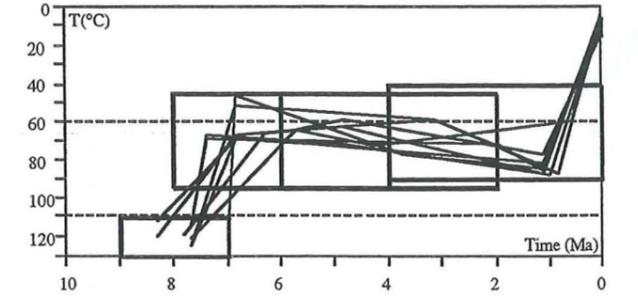
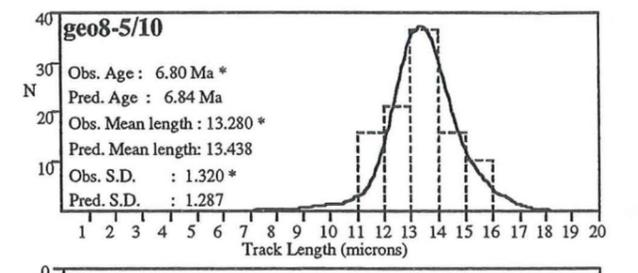
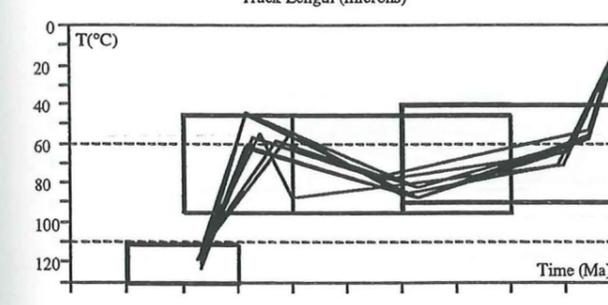
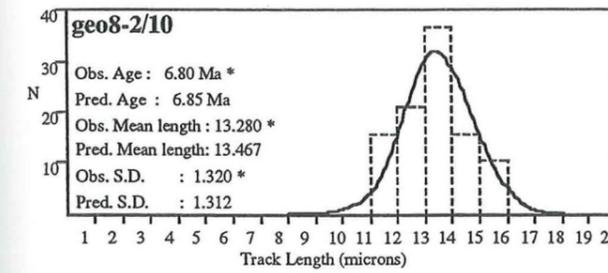
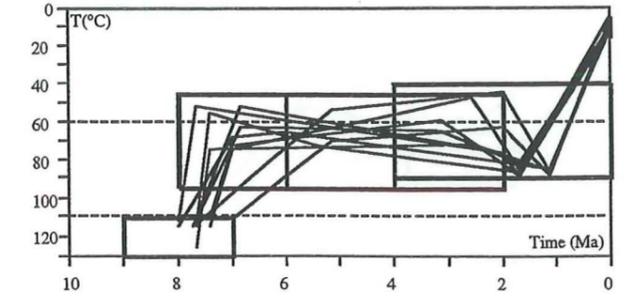
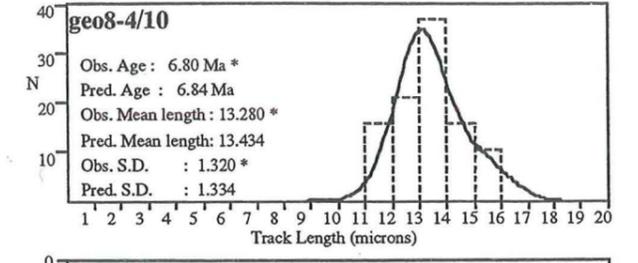
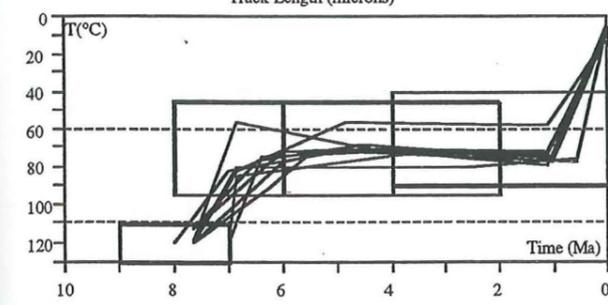
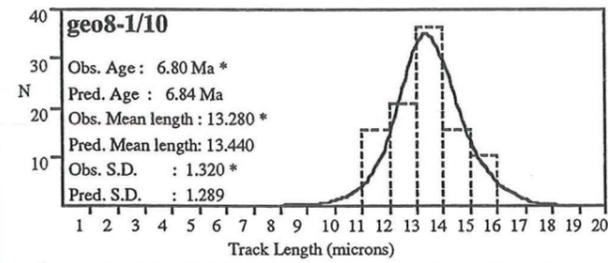
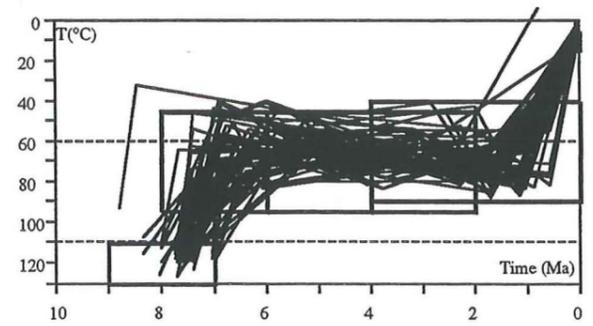
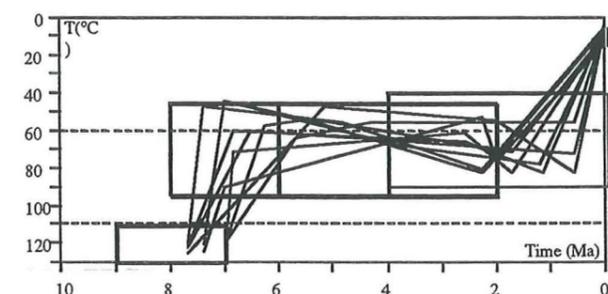
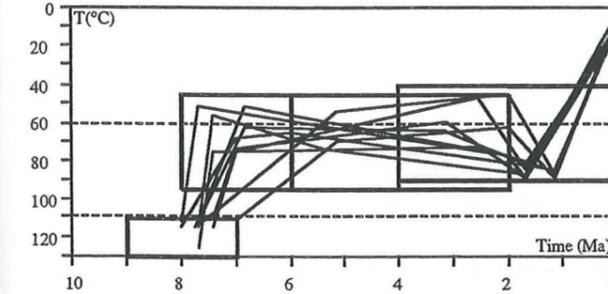
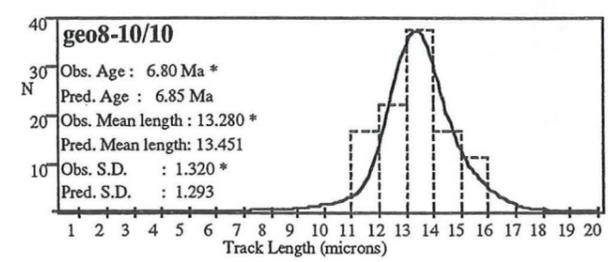
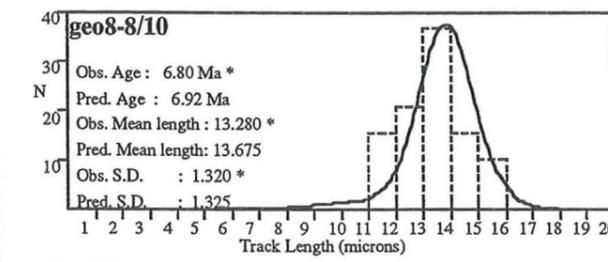
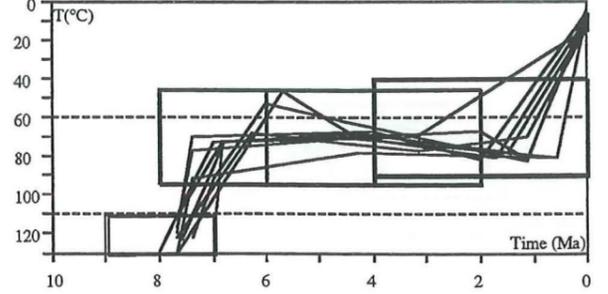
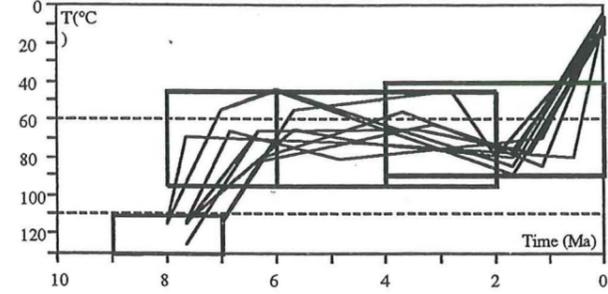
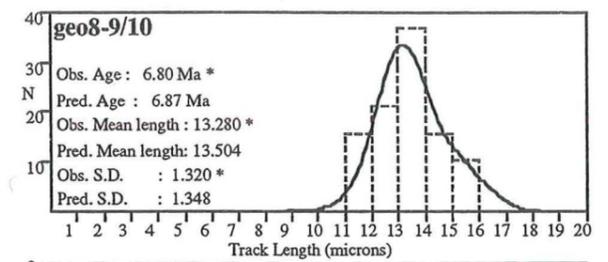
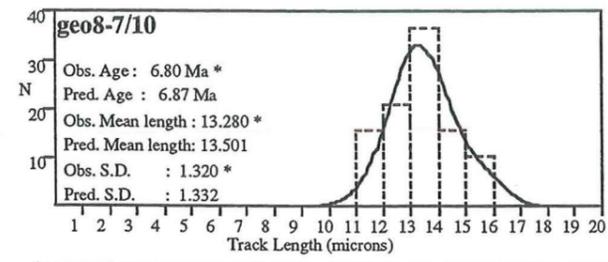
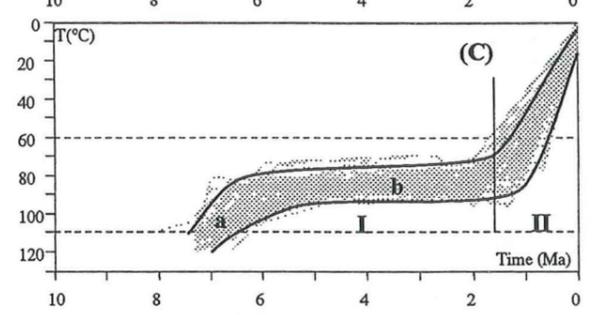
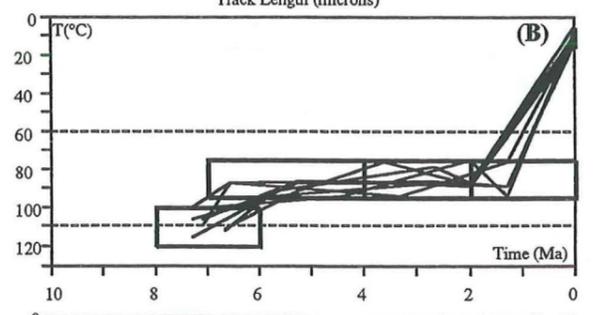
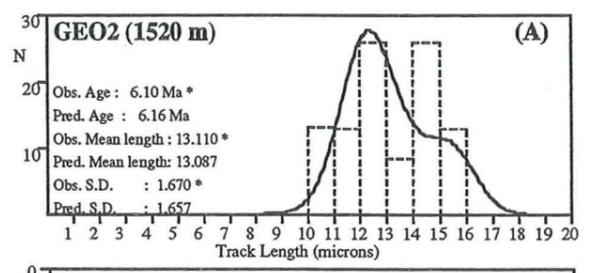
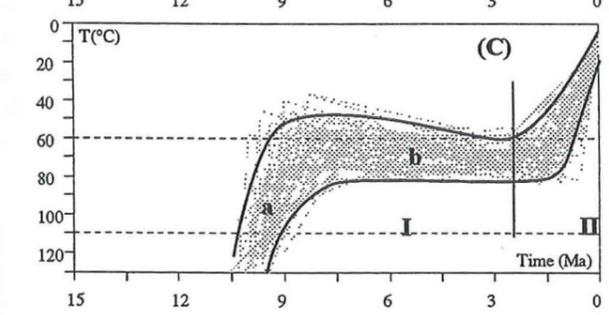
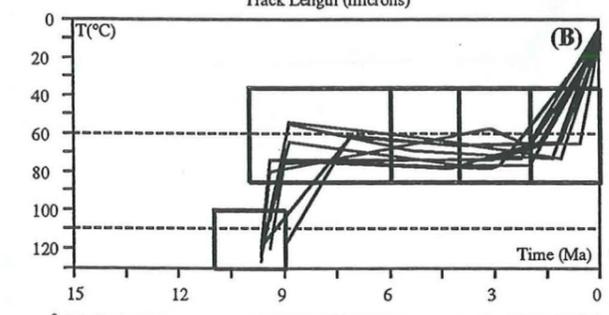
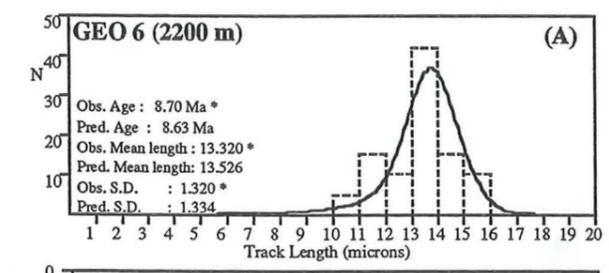
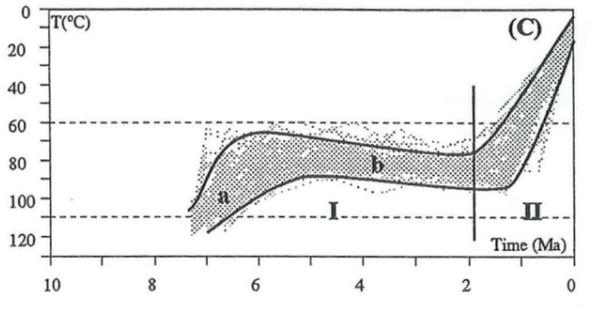
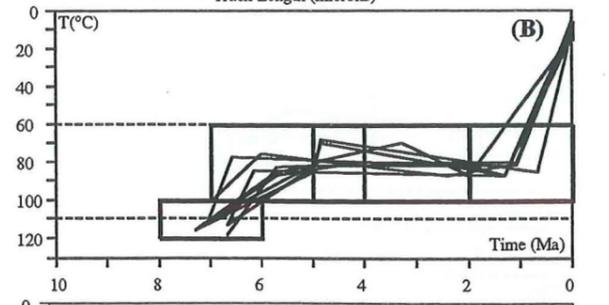
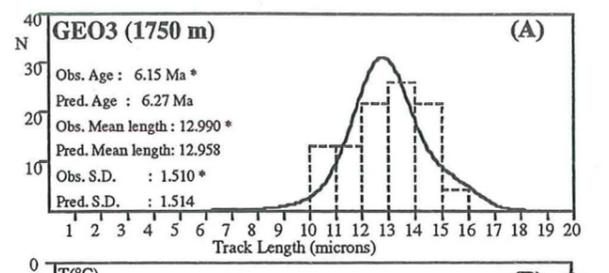
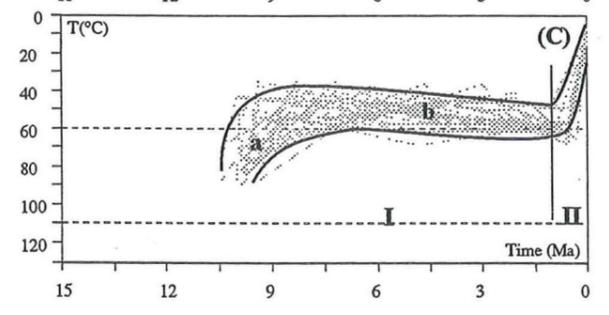
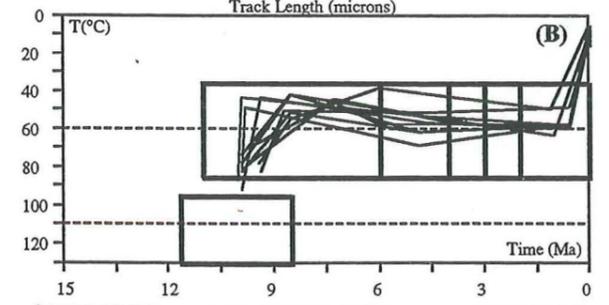
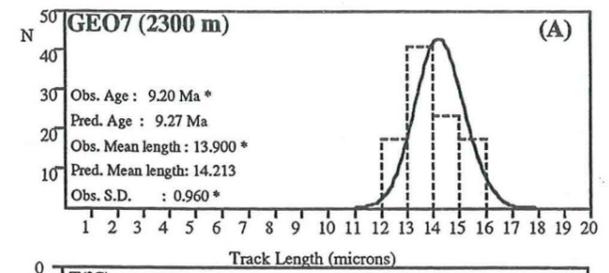


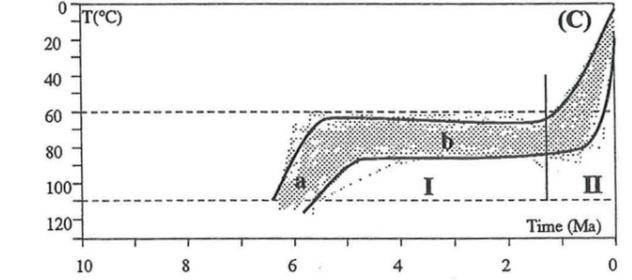
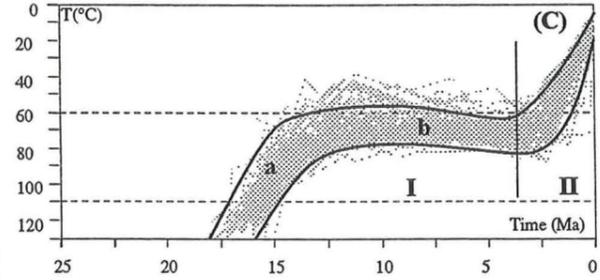
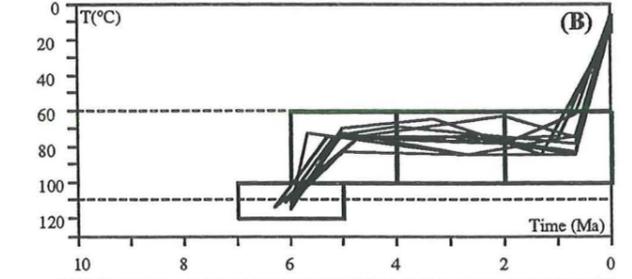
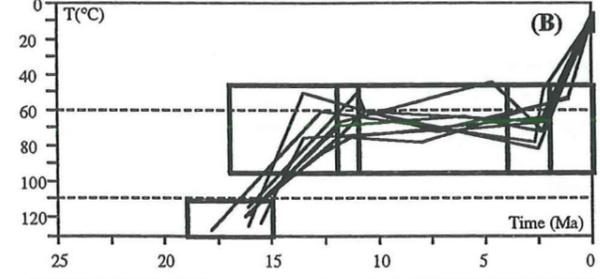
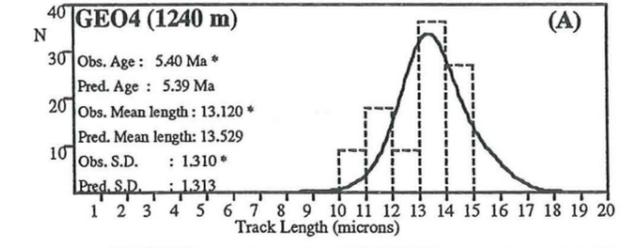
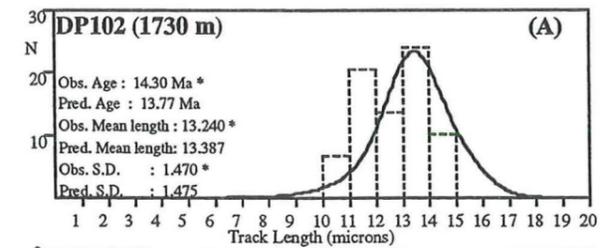
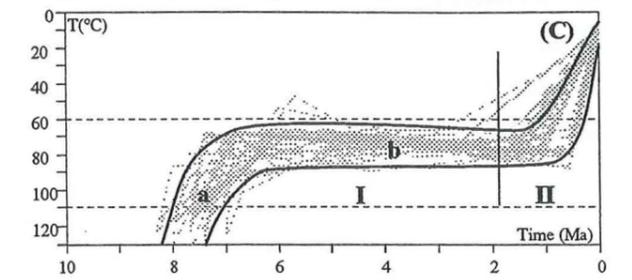
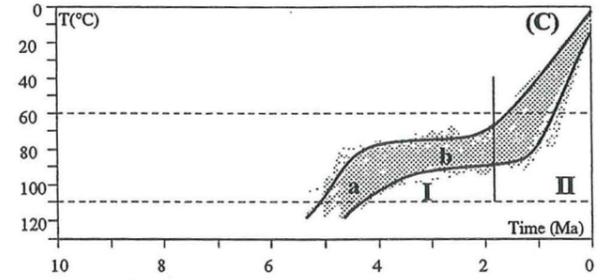
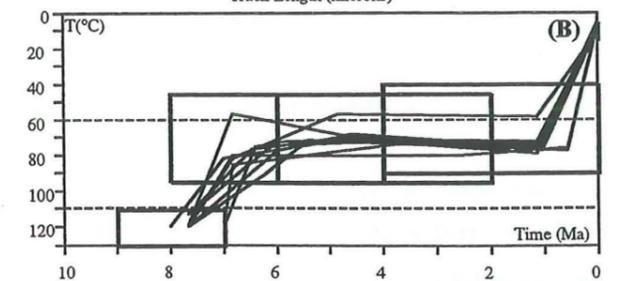
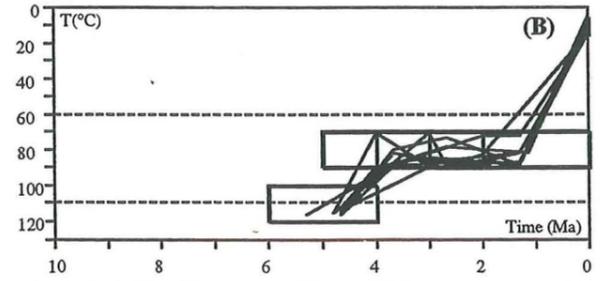
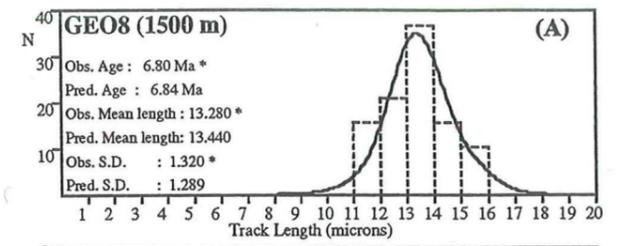
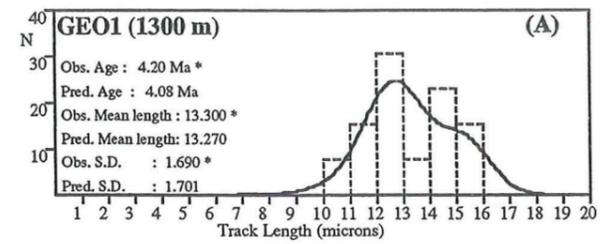
Figure II-10 : Exemple de procédure de modélisation de l'histoire thermique de l'un des échantillons prélevés du versant nord de la vallée de l'Eau d'Olle. Dans les quatre étapes A, B, C, D et D', on remarquera comment, en augmentant le nombre de "boîtes" temps-température, on parvient à obtenir un accord qui s'améliore entre données expérimentales et valeurs calculées par le modèle.





**Figure II-11:** Exemple de reproductibilité de l'optimisation d'une histoire thermique pour un échantillon du versant nord de la coupe de la vallée de l'Eau d'Olle. Résultats de dix séquences d'optimisation avec des conditions initiales identiques.





**Figure II-12** : Résultats obtenus à partir de l'optimisation des âges traces de fission dans les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle. A, la distribution des longueurs confinées mesurées (histogramme) et calculées (courbe). B, les dix meilleurs parcours temps-températures d'une séquence d'optimisation. C, superposition des meilleurs parcours temps-température des dix séquences pratiquées avec en trait épais, l'enveloppe des meilleurs parcours.

### 3-4 Interprétation

#### 3-4-1 Interprétation thermique

Signification de la phase I : nous avons vu plus haut que la phase I correspond à un refroidissement rapide qui s'amortit dans le temps; ce refroidissement est attribué à une dénudation tectonique. Ce mécanisme est, en effet, le plus plausible pour expliquer la migration spatiale et temporelle de ce refroidissement.

Migration de la dénudation : spatialement, la dénudation tectonique, que nous attribuons au jeu d'une faille en détachement (penté vers le Sud-Ouest) s'organise selon une direction transversale à l'allongement du massif de Belledonne (NW-SE). Le jeu de cette faille induirait la formation d'une dépression (vallée) responsable du refroidissement des terrains sous-jacents. La géométrie précise de cette paléo-vallée ne peut être déterminée du fait du faible nombre des données et du manque d'autres informations. On peut toutefois proposer un dispositif (Fig. II-13) pour montrer le mode de la migration de cette paléovallée.

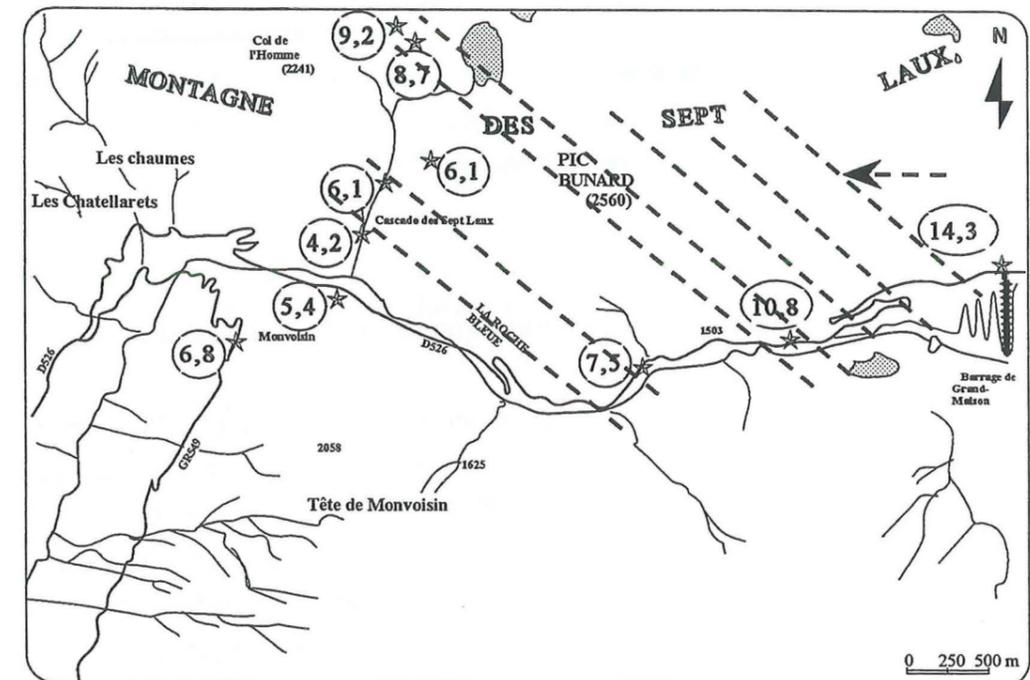


Figure II-13 : Hypothèse de migration de la dénudation de l'Est vers l'Ouest.

Temporellement, la durée de ce phénomène débute au moins à 17 Ma (apparition de la première trace de l'échantillon DP102 dont l'âge apparent est le plus élevé) et se poursuit jusqu'à 5-6 Ma (âge de la première trace dans l'échantillon GEO1), ce phénomène dure ainsi pendant presque tout le Miocène.

Importance de la dénudation : L'échantillon du sommet (GEO7) présente une chute de température d'au moins 60 °C. Un tel refroidissement implique, pour un gradient initial d'environ 30 °C / km, une dénudation de l'ordre de 2500 m à 3500 m selon la forme de la vallée et la position des sites étudiés par rapport à l'axe de celle-ci. Cette profondeur de vallée peut être associée à une dépression tectonique plus importante (environ 4000 m) si l'extension (jeu de failles normales) s'accompagne d'une érosion des sommets avoisinants.

Problème de la rive gauche : Les deux échantillons de la rive gauche, à altitude égale, diffèrent de ceux de la rive droite aussi bien par leur âge apparent que par la température du plateau. Le faible nombre d'échantillons ne nous permet pas de proposer un modèle précis. Toutefois les températures du plateau observées suggèrent que la rive gauche a subi un affaissement par rapport à la rive droite de plusieurs centaines de mètres (600 m à 700 m ?) postérieur à 2 Ma.

Signification de la phase II : Le dernier refroidissement rapide qui a eu lieu entre 2 - 1 Ma et l'Actuel correspond probablement au régime d'érosion régional entre 0 et 2 Ma à cette époque. En effet, l'histoire thermique obtenue dans la vallée de l'Eau d'Olle est semblable à celles trouvées plus au Nord dans le massif de Belledonne (Lelarge, 1993) et plus au Sud dans le massif de l'Argentera (Mansour, 1991). Chez ces auteurs, le taux de refroidissement mis en évidence entre 2 Ma et l'actuel, prolonge une tendance à l'accélération de la dénudation qui a commencé vers 5-7 Ma. Dans notre secteur, cette tendance est masquée avant 2 Ma par les phénomènes thermiques associés à la dénudation.

### 3-4-2 Interprétation géodynamique de l'évolution thermique

L'existence d'une vallée, au moins localement, transversale à la chaîne dès le Miocène est à rapprocher de celles dont l'existence a été proposée, pour la même période, dans les chaînes subalpines septentrionales par Lugeon en 1901. Ces vallées, systématiquement associées à des dépressions axiales affectant les plis subalpins, correspondent probablement à des structures traduisant une extension longitudinale. Cette extension pourrait accompagner la mise en place des structures chevauchantes et plissées et serait la conséquence de la divergence des trajectoires de transport.

Le plateau thermique obtenu après optimisation est attribué ainsi à l'état d'équilibre thermique qui suit la perturbation associée à la création de la vallée.

Le refroidissement tardif (post 2 Ma) peut être associé à un refroidissement (érosion) régional qui a commencé vers 5-7 Ma. Ce phénomène peut être rapproché d'une part de la surrection généralisée

de l'avant pays alpin depuis la fin Miocène (la molasse marine supérieure, ayant un âge vers 10 Ma, est située à plusieurs centaines de mètres d'altitude), d'autre part de l'accélération de la subsidence du bassin Padan depuis le Pliocène (6-7 km de dépôts plio-quadernaires). Toutes ces perturbations peuvent être attribuées à un phénomène profond unique, d'origine probablement mantélique (compte tenu de la longueur d'onde du phénomène). Ce phénomène peut être soit une flexion lithosphérique soit un couple de mouvements asthénosphériques (courant ascendant sous l'avant-pays alpin, courant descendant sous le bassin Padan). Ces deux cas de figures ont été proposés par Lyon-Caen et Molnar (1989) comme deux phénomènes s'étant succédés. Cependant, la mise en évidence récente d'une structure lithosphérique plongeant vers le Sud-Est sous les Alpes (Guyoton, 1991) fait que les deux phénomènes restent possibles jusque dans l'Actuel (Fig. II-14).

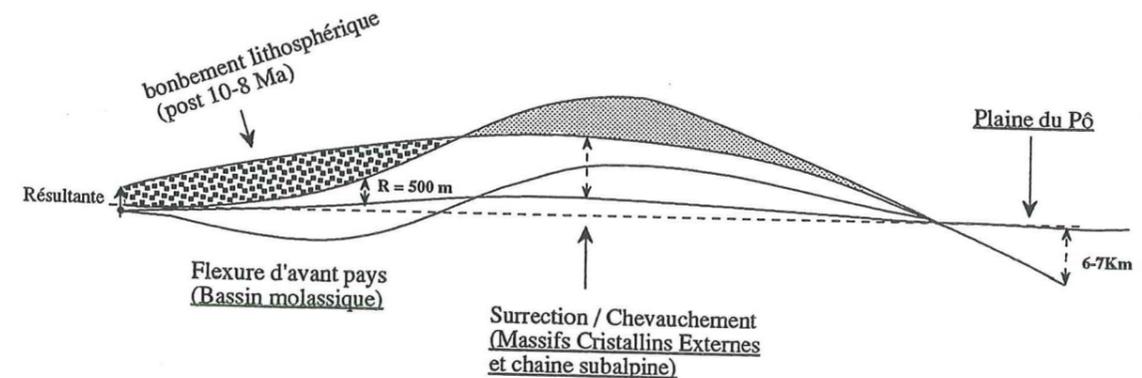


Figure II-14 : Schémas synthétique pour expliquer l'hypothèse du soulèvement des massifs cristallins externes et la chaîne subalpine par un bombement lithosphérique.

### 3-4-3 Synthèse : évolution tectonique de la vallée

L'analyse thermique des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle par les traces de fission sur apatites nous a permis de proposer une histoire tectonique de cette vallée depuis le Miocène. Entre 17 Ma et 5 Ma environ (âges des traces les plus anciennes), une paléovallée se serait formée au-dessus du massif des Sept Laux grâce au jeu d'une faille de détachement (Fig. II-15 A). Postérieurement à 2 Ma, nous proposons le jeu d'une nouvelle faille qui pourrait être à l'origine de la topographie actuelle de la vallée de l'Eau d'Olle (Fig. II-15 B). Cette faille, encore hypothétique, qui ne pourra être confirmée que par des mesures complémentaires sur d'autres échantillons de la rive gauche, aurait pris le relais de la faille miocène qui était à l'origine de la formation de la paléovallée. Enfin, cette faille (?) quaternaire est relayée par une faille actuelle (Fig. II-15 B), probablement post-glaciaire. En effet, les données de nivellements et l'étude de la morphologie dans la vallée de l'Eau d'Olle (Darmendrail, 1994) ont montré l'existence d'une faille active dans cette vallée dont la composante verticale de la vitesse est supérieure à 3,5 mm / an.

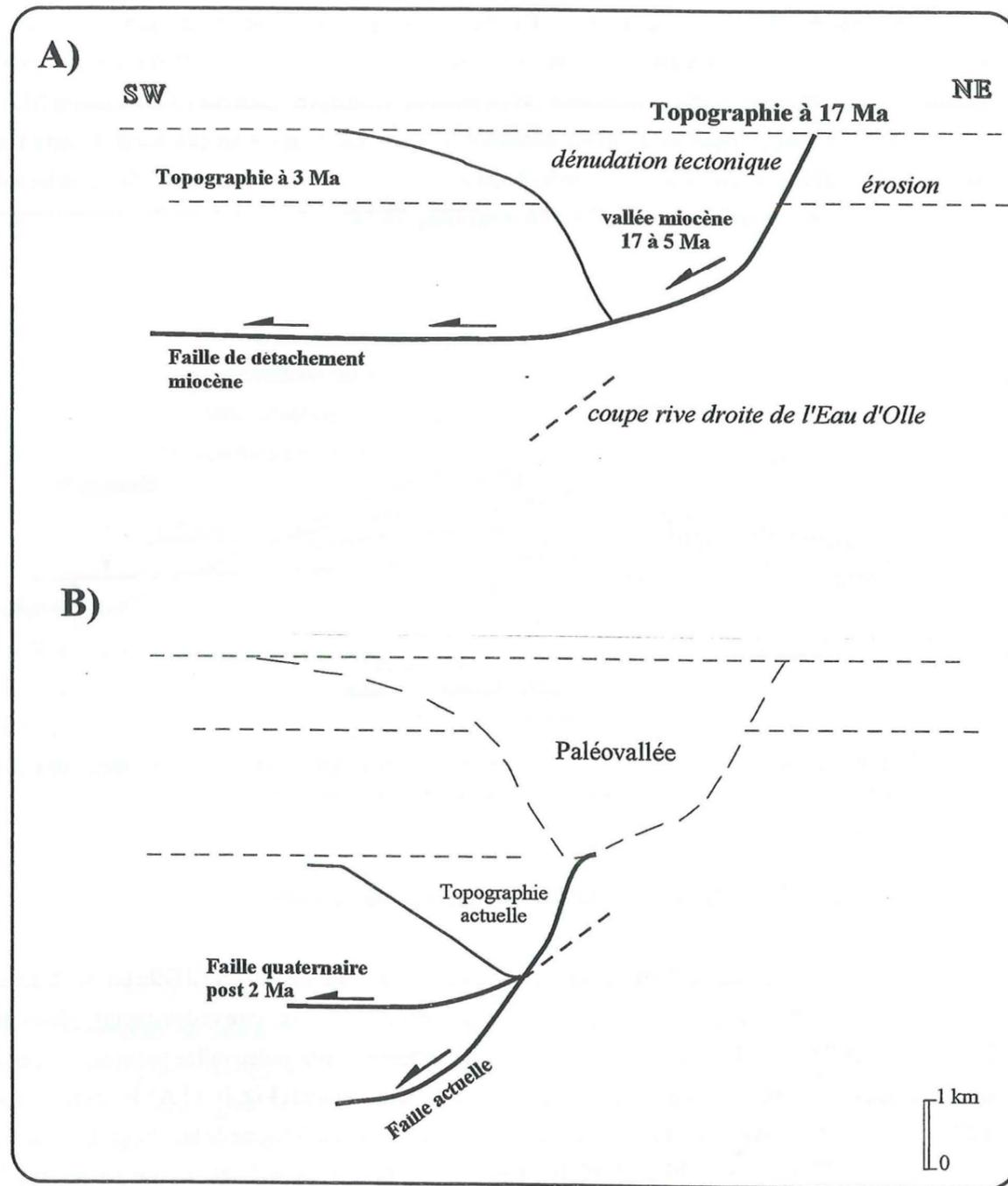


Figure II-15 : Schéma synthétique d'une hypothèse d'évolution tectonique de la vallée de l'Eau d'Olle depuis le Miocène jusqu'à l'Actuel.

#### 4- VALLEES DE LA ROMANCHE ET DU DORON DE BEAUFORT

##### 4-1 Echantillonnage

Des échantillons issus de la vallée de la Romanche ont été prélevés dans différents sites assez distants les uns des autres (Fig. II-16). Deux d'entre eux sont issus de Rochetaillée : GBO1 à 720 m d'altitude (granite) et GBO2 à 710 m d'altitude (amphibolite). Seul GBO1, a été daté par la technique du détecteur externe, car le GBO2 n'a pas fourni de matériel traitable. Les trois autres ont été prélevés dans les Grandes Rousses, dont deux dans les granites de ce massif, l'un à 1200 m d'altitude (GR2) et l'autre à 750 m (GR3). Le dernier (DP84), à 870 m d'altitude, est l'un des échantillons datés par Demeulemeester en 1982; il a été prélevé dans les gneiss amphibolitiques situés au Sud-Est des granites.

Enfin, un dernier échantillon a été prélevé dans le granite de la vallée du Doron du Beaufort à une altitude de 820 m.

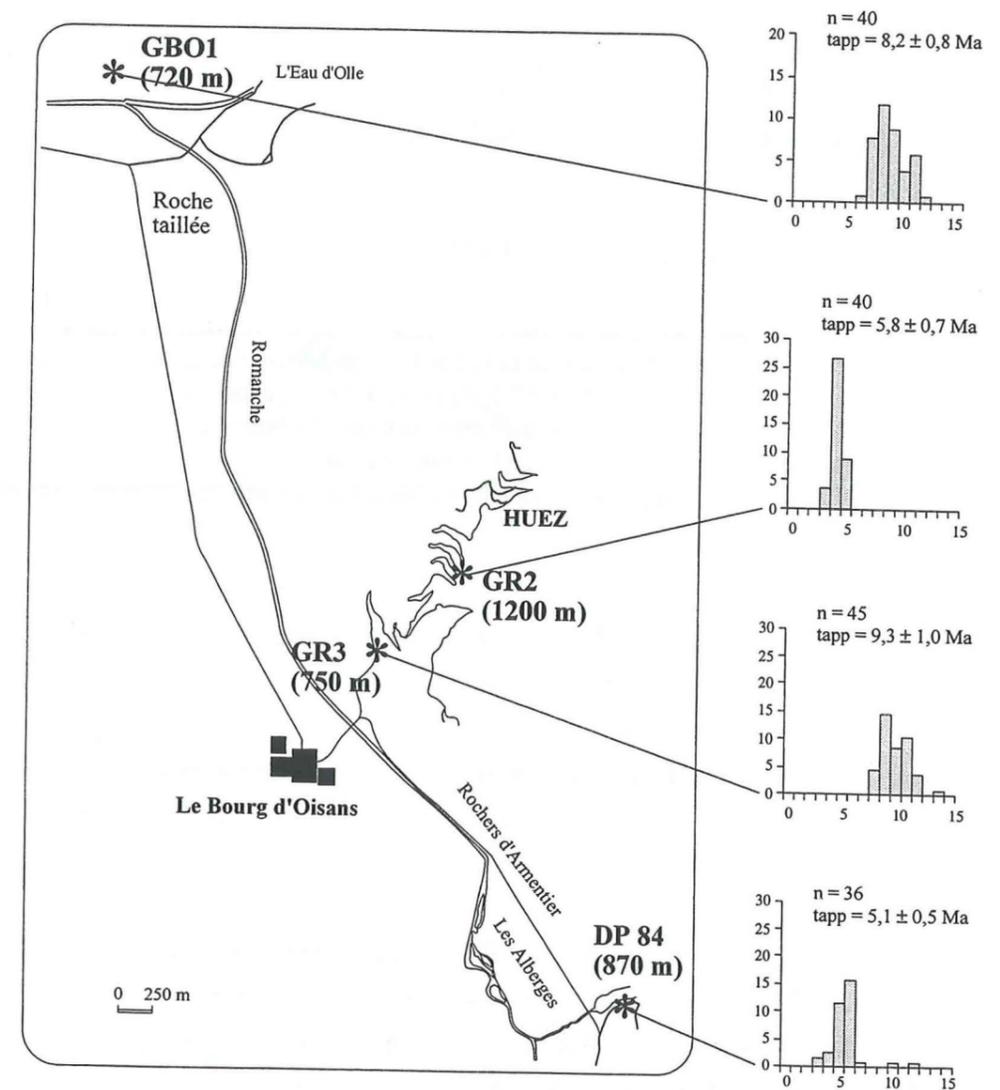


Figure II-16 : Localisation des échantillons issus de la vallée de la Romanche avec distribution des âges individuels traces de fission sur apatites pour chaque échantillon traité.

## 4-2 Résultats

Les résultats obtenus dans ces deux vallées sont résumés dans le tableau II-4. L'échantillon issu de Rochetaillée donne un âge TF de  $8,2 \pm 0,8$  Ma, celui de nature gneissique a un âge de  $5,1 \pm 0,5$  Ma alors que les deux échantillons issus des granites ont des âges de  $5,8 \pm 0,7$  Ma pour l'échantillon qui est à 1200 m d'altitude et de  $9,3 \pm 1,0$  Ma pour l'échantillon qui est à 750 m d'altitude. Tous les échantillons passent le test  $\chi^2$  de Galbraith.

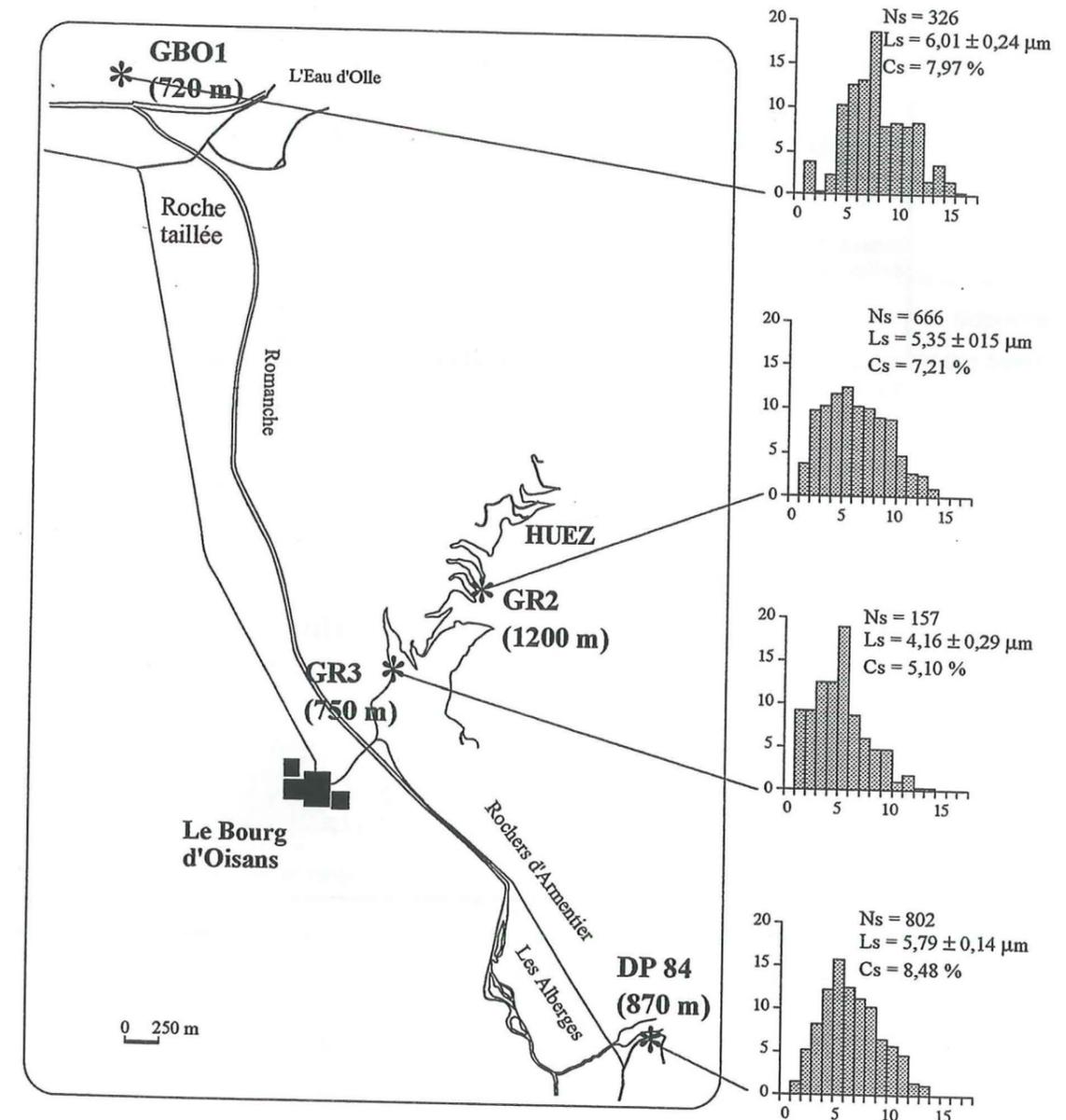
Localisation	Ech.	Alt. (m)	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^5 t/cm^2$	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^5 t/cm^2$	n	$\chi^2$	$\rho d(962) \pm 1\sigma$ $\times 10^5 t/cm^2$	$t(app) \pm 1\sigma$ (Ma)
Vallée de la Romanche	GBO1	720	113	$1,39 \pm 0,13$	717	$8,82 \pm 0,33$	40	A	$3,278 \pm 0,030$	$8,2 \pm 0,8$
	GR2	1200	70	$0,86 \pm 0,10$	1008	$12,41 \pm 0,39$	40	A	$5,302 \pm 0,040$	$5,8 \pm 0,7$
	GR3	750	94	$1,03 \pm 0,11$	527	$5,77 \pm 0,25$	45	A	$3,278 \pm 0,030$	$9,3 \pm 1,0$
	DP84	870	119	$0,65 \pm 0,06$	1960	$10,72 \pm 0,24$	36	A	$5,302 \pm 0,040$	$5,1 \pm 0,5$
Vallée du Doron de Beaufort	G*B1	820	191	$1,07 \pm 0,08$	3949	$22,22 \pm 0,35$	35	A	$5,302 \pm 0,0400$	$4,1 \pm 0,3$

**Tableau II-4 :** Ages apparents TF des échantillons de la vallée de la Romanche et celui de la vallée de Doron du Beaufort. Alt. : altitude des échantillons en m, Ns (Ni),  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ),  $\rho d$  et n sont respectivement : le nombre de traces fossiles (induites) comptées, la densité des traces fossiles (induites), la densité des traces induites dans les verres moniteurs et le nombre de grains comptés.  $\chi^2$  : résultat du test  $\chi^2$  (Galbraith, 1981, Green, 1981), avec A pour accepté et R pour refusé.  $t(app)$  : âges apparents en Ma calculé à partir de l'équation (1) chap. I-3-1. Les erreurs sont calculées à  $1 \sigma$  près.

Nous avons en effet remarqué que la distribution des âges traces de fission (Fig. II-16) de chaque échantillon ne montre qu'une dispersion limitée.

Nous avons mesuré les longueurs projetées des traces fossiles pour chacun de ces échantillons. Les distributions obtenues (Fig. II-17) montrent que la longueur des traces varie de  $1 \mu m$  à  $14 \mu m$  avec une moyenne entre 5 et  $6 \mu m$ . La fraction des traces fossiles dont la longueur projetée est supérieure à  $10 \mu m$  varie de 5 % à 8 % (Tab. II-5).

L'échantillon G\*B1 prélevé dans le granite de Beaufort présente un âge traces de fission apparent de  $4,1 \pm 0,3$  Ma (Tab. II-4) et une longueur moyenne des traces projetées de  $5,53 \pm 0,17 \mu m$  (Tab. II-5) avec 5,56 % de traces dont la longueur est supérieure à  $10 \mu m$ . Dans la figure II-18, nous avons présenté les distributions des âges individuels (A) et celle des longueurs projetées (B).



**Figure II-17 :** Localisation des échantillons de la vallée de la Romanche avec distribution de longueurs des traces projetées fossiles pour chaque échantillon traité. Ns, Ls et Cs sont respectivement le nombre de traces mesurées, la longueur moyenne et le pourcentage de la fraction des traces dont la longueur est supérieure à  $10 \mu m$ . Nous avons présenté en ordonnée la fréquence des longueurs des traces en %.

Localisation	Ech.	Alt. (m)	Ns	Cs Cs(%)	Ls $\pm 1\sigma$ ( $\mu\text{m}$ )	Cs/Ci	tapp $\pm 1\sigma$ (Ma)	t 65°C $\pm 1\sigma$ (Ma)
Vallée de la Romanche	GBO1	720	326	26 7,98	6,01 $\pm 0,24$	0,63	8,2 $\pm 0,8$	5,2 $\pm 0,5$
	GR2	1200	666	48 7,21	5,35 $\pm 0,15$	0,57	5,8 $\pm 0,7$	3,3 $\pm 0,4$
	GR3	750	157	8 5,10	4,16 $\pm 0,29$	0,40	9,3 $\pm 1,0$	3,7 $\pm 0,5$
	DP84	870	802	68 8,48	5,79 $\pm 0,14$	0,67	5,1 $\pm 0,5$	3,4 $\pm 0,3$
Vallée de Doron du Beaufort	G*B1	820	792	44 5,56	5,53 $\pm 0,17$	0,44	4,1 $\pm 0,3$	1,8 $\pm 0,1$

Tableau II-5 : Mesures de longueurs projetées et âges corrigés  $t_f$  (65°C) des échantillons de la vallée de la Romanche et de l'échantillon issu des granites de Beaufort. Alt. : altitude des échantillons en m; Ns, Ls, Cs et Ci sont respectivement : le nombre de traces projetées fossiles mesurées, la longueur moyenne des traces projetées fossiles, le pourcentage des traces fossiles dont la longueur est supérieure à 10 $\mu\text{m}$  et le pourcentage des traces projetées induites supérieure à 10 $\mu\text{m}$ . t(app) et t (65°C) sont respectivement, âges apparents et âges corrigés à 65°C (Wagner, 1988). Les erreurs sont calculées à 1 $\sigma$  près.

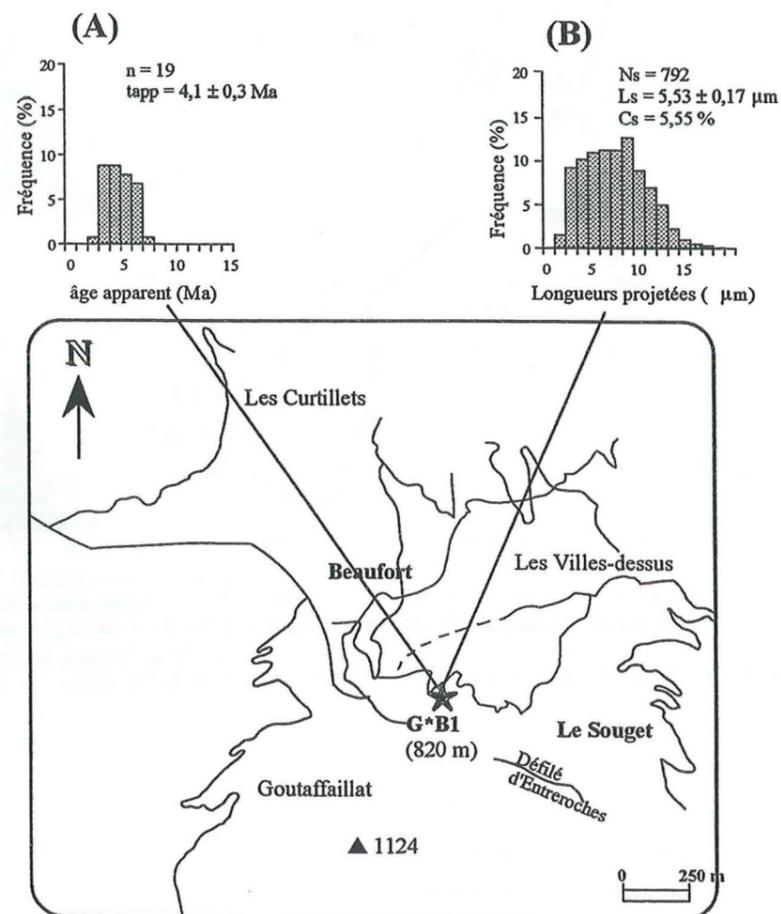


Figure II-18 : Localisation de l'échantillon G\*B1, issu de la vallée du Doron de Beaufort, avec la distribution des âges individuels (en A) et celle des longueurs de traces projetées (en B).

### 4-3 Interprétation

Dans la vallée de la Romanche, vu le nombre faible d'échantillons étudiés et la distance qui les sépare, l'interprétation que nous pouvons donner ne peut être que limitée. Nous avons ainsi représenté sur un même graphique, les résultats d'âges traces de fission obtenus dans la vallée de la Romanche et ceux obtenus dans la vallée de l'Eau d'Olle (Fig. II-19). Nous remarquons l'absence de corrélation âges-altitudes pour les échantillons de la vallée de la Romanche. Nous pouvons suggérer dans ce cas, par analogie avec les résultats précédents, l'existence d'un affaissement probable du versant de la vallée étudiée. On en déduit ainsi que la vallée de la Romanche aurait été le siège des phénomènes comparables à ceux qui ont eu lieu dans la vallée de l'Eau d'Olle.

L'échantillon daté dans le granite de Beaufort ne peut pas apporter à lui seul, une information interprétable. Une telle datation ne peut que s'insérer dans un ensemble d'échantillons plus important, qui aujourd'hui encore est insuffisant, malgré les quelques datations effectuées récemment par Seward et Mancktelow, 1994.

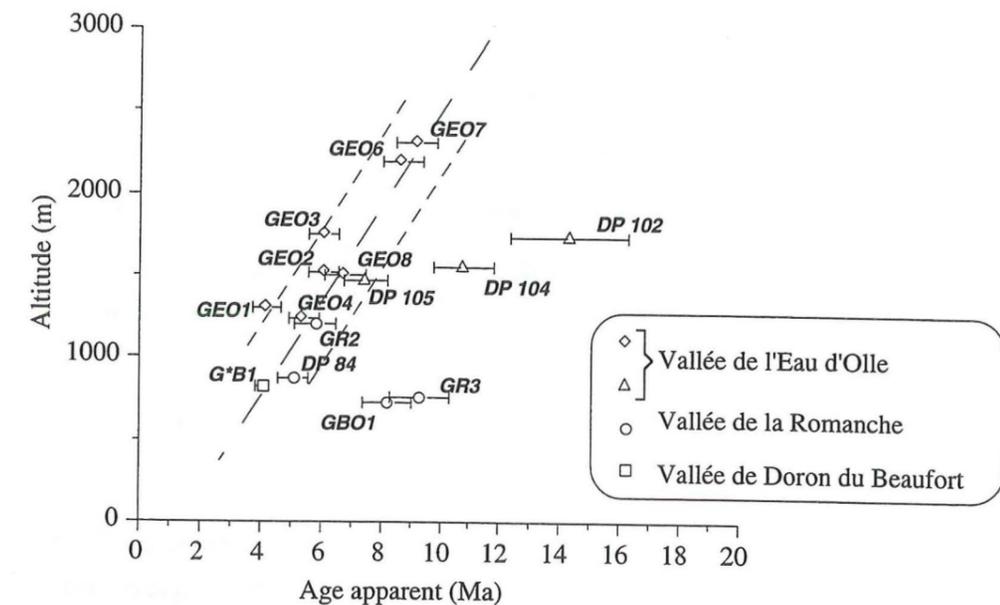


Figure II-19 : Comparaison des âges traces de fission sur apatite des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle, avec ceux de la vallée de la Romanche et celui de la vallée de Doron du Beaufort.

## 5- DEPÔTS FLUVIATILES

### 5-1 Echantillonnage

Dans la bordure orientale du sillon subalpin au niveau de la moyenne vallée de l'Isère, il existe trois affluents de l'Isère en rive gauche : l'Arc et le Gelon qui se jettent dans l'Isère près de Chamousset et le Bréda plus au Sud vers Poncharra. Trois échantillons de sables fluviatiles ont été prélevés dans différents sites assez éloignés les uns des autres (Fig. II-20) : A1 prélevé dans l'Arc, B1 dans le Bas Bréda à l'Ouest de Détrier et PA1 à la base du paléodelta situé en rive droite de l'Isère, à l'Ouest de Poncharra.

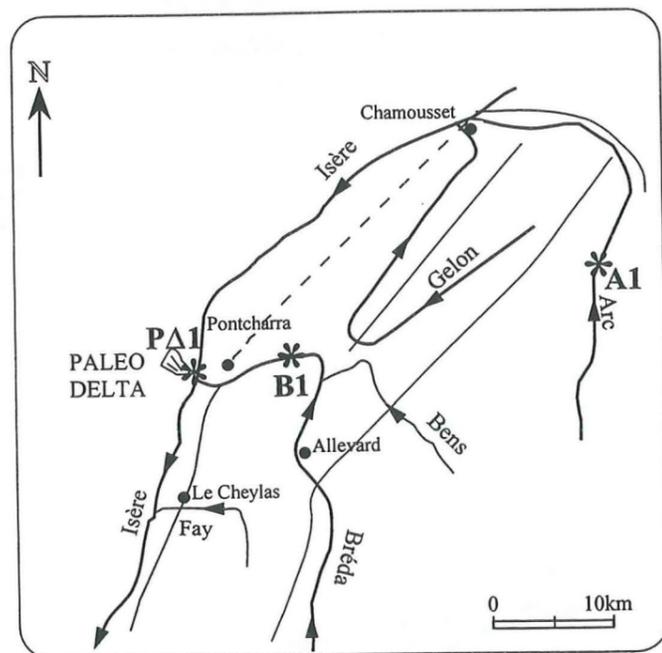


Figure II-20 : Localisation des échantillons fluviatiles dans la vallée du Grésivaudan.

### 5-2 Résultats

Un grand nombre de cristaux d'apatite ont été préparés pour l'analyse par TF en utilisant la technique du détecteur externe afin de pouvoir dater grain par grain. Pour chaque échantillon, environ 200 grains d'apatite ont été triés sous la loupe binoculaire. La distribution des âges individuels (grain par grain) pour chaque échantillon est représentée dans la figure II-21, de même que le pourcentage des grains non mesurables (à droite de l'histogramme). Dans le cas de l'échantillon de l'Arc (A1), on remarque que seul 25% des grains montés ont pu être mesurés, alors que les deux autres échantillons (B1 et PA1) montrent un effectif d'environ 50% de grains traitables par traces de fission. Une représentation graphique des âges individuels (Fig. II-22) montre, dans le cas des trois échantillons étudiés, une dispersion des âges TF individuels assez large. Le test du  $\chi^2$ , refusé pour les trois échantillons, montre que dans chaque cas, on est en présence de grains ayant des âges apparents qui

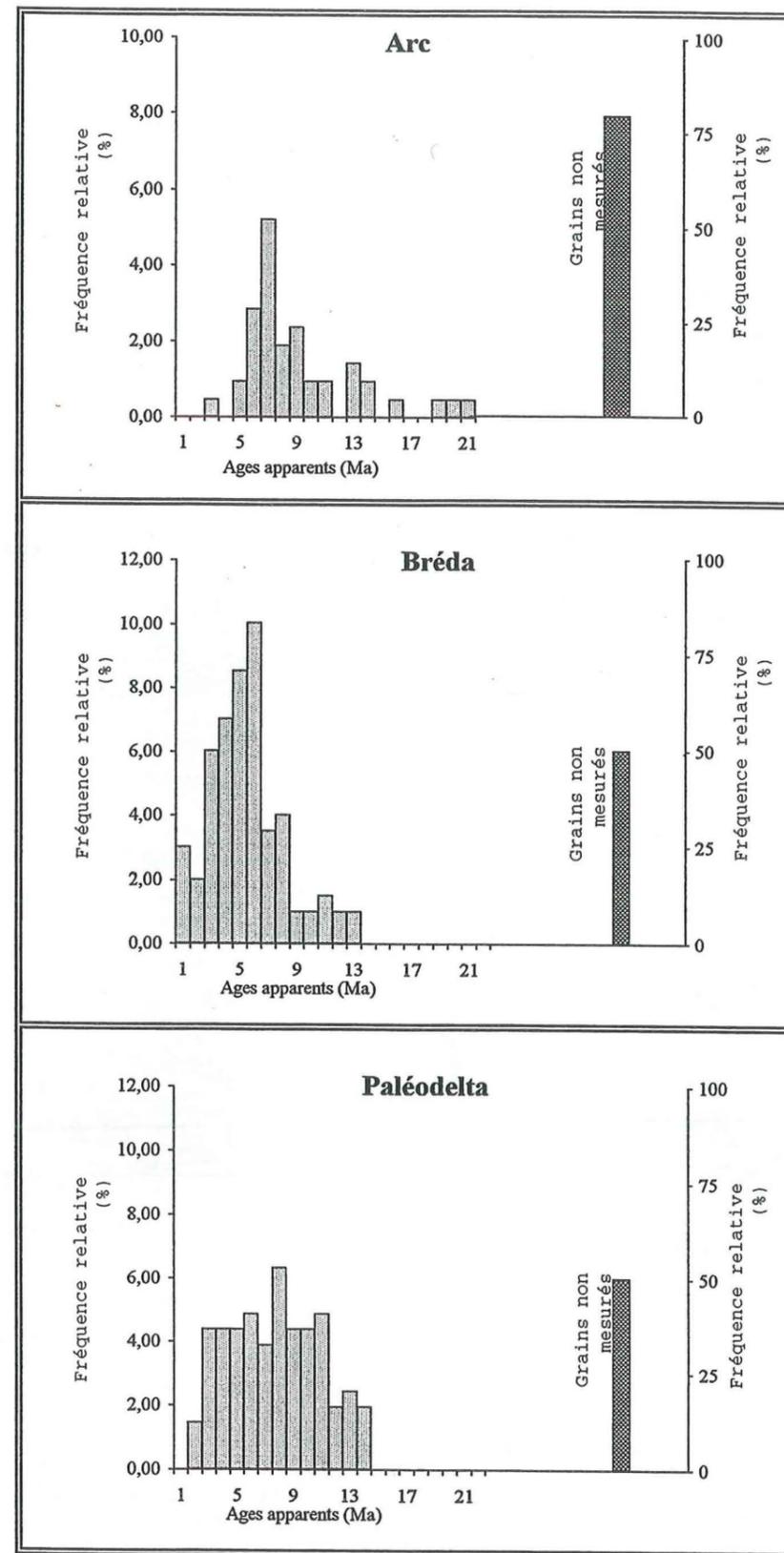
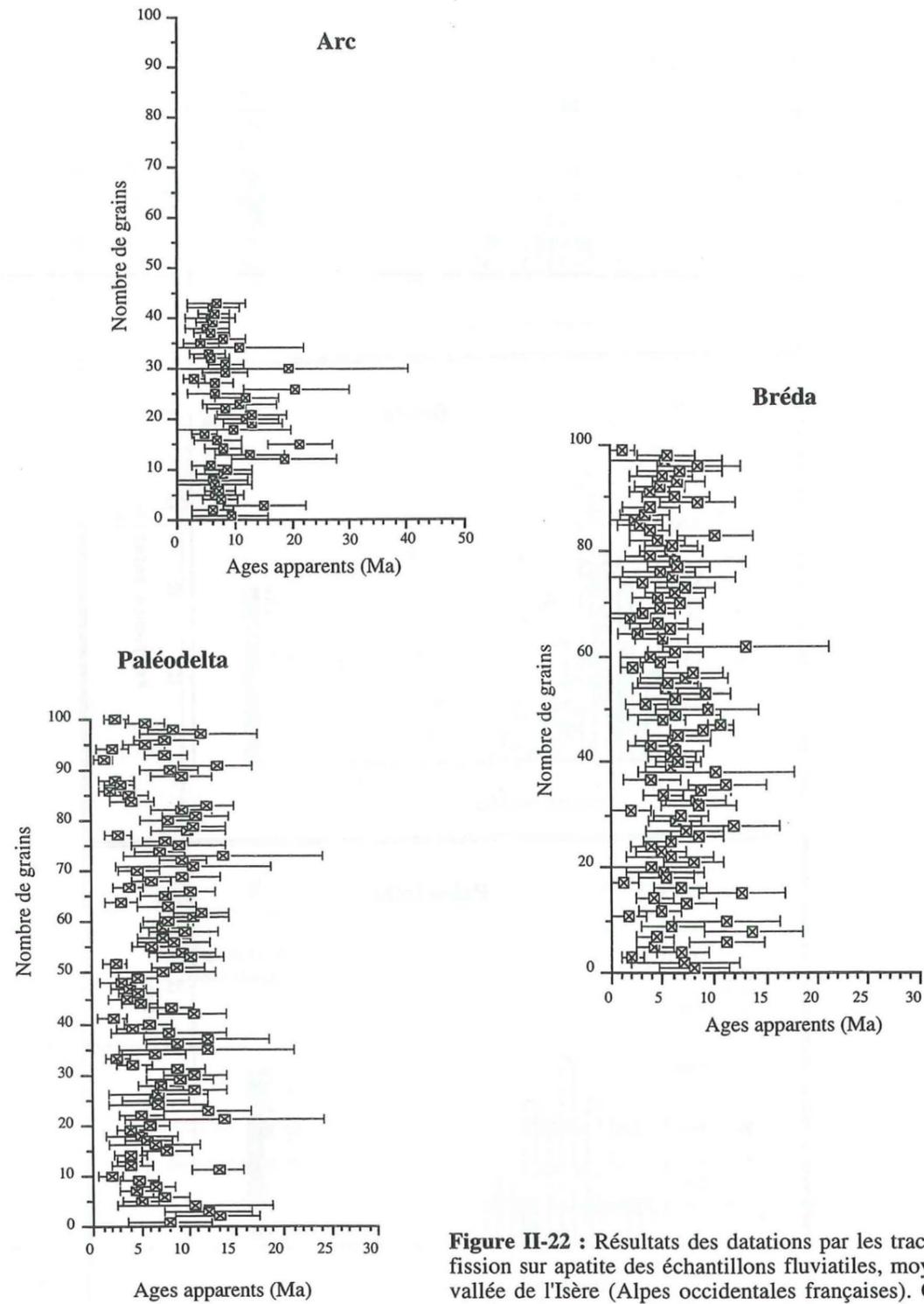
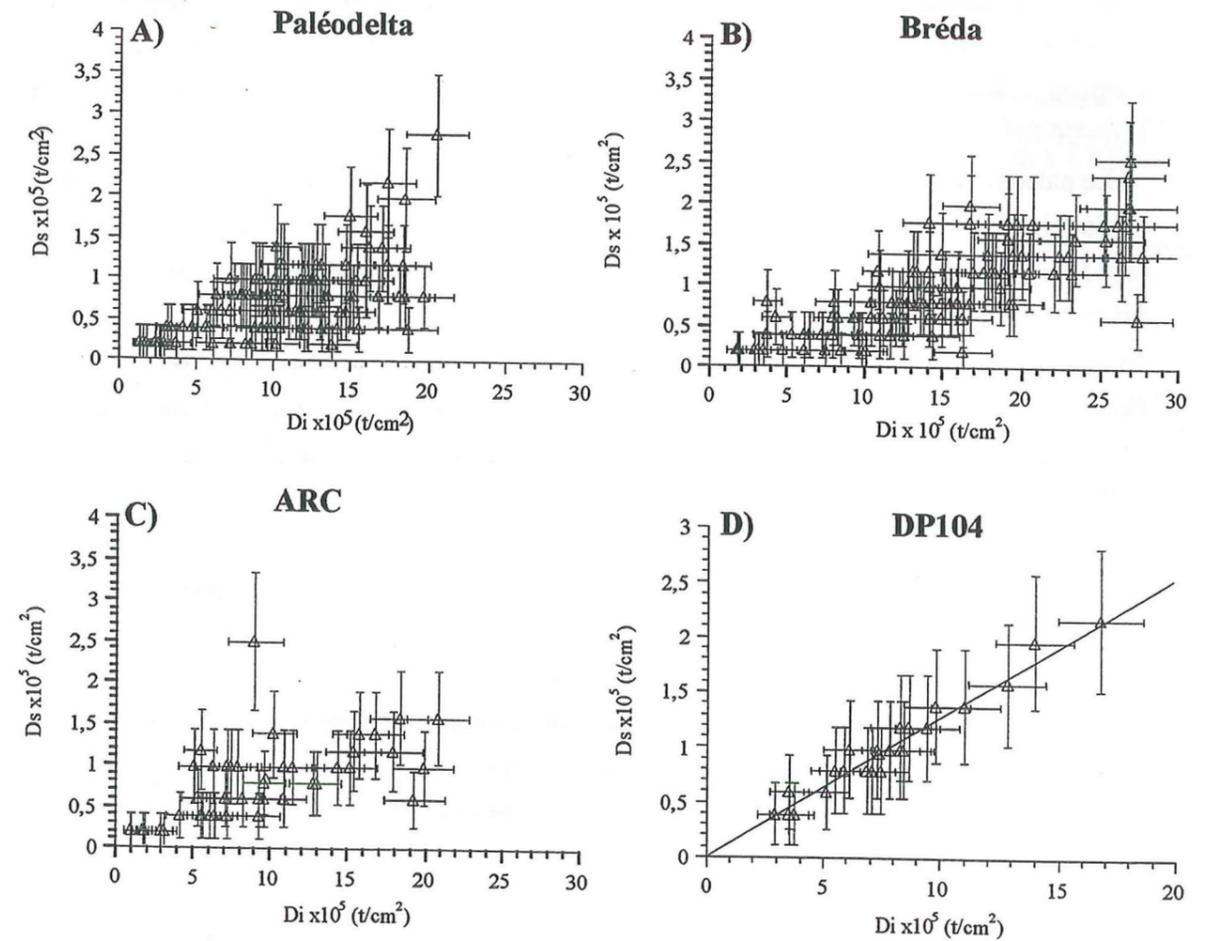


Figure II-21 : Distribution des âges individuels des échantillons fluviatiles prélevés au niveau de l'Arc, du Bréda et de Paléodelta. A droite, le pourcentage des grains non mesurés par rapport au nombre total des grains montés. Pour l'échantillon de l'Arc, sur les 200 grains montés, plus que 75% des grains étaient non mesurables, alors que pour les échantillons de Bréda et du Paléodelta, sur les 200 grains montés, seuls 50% des grains étaient non comptables.



**Figure II-22 :** Résultats des datations par les traces de fission sur apatite des échantillons fluviatiles, moyenne vallée de l'Isère (Alpes occidentales françaises). On a représenté en ordonnée le nombre de grains mesurés et en abscisse les âges apparents individuels en Ma.

ne peuvent plus être considérés comme qualifiant le même «événement». C'est un résultat auquel on devait s'attendre, étant en présence d'apatites détritiques caractérisant les bassins versants de l'Arc, du Bréda ou du paléodelta. Ceci apparaît aussi dans une représentation de type isochrone pour les trois échantillons (Fig. II-23) où les âges sont très dispersés en comparaison avec l'isochrone obtenue à partir des datations grain par grain de l'échantillon DP 104 de la haute vallée de l'Eau d'Olle.



**Figure II-23 :** Diagramme "isochrone" des âges traces de fission sur apatite : trois échantillons fluviatiles et un échantillon de la haute vallée de l'Eau d'Olle. On remarque que la dispersion des âges dans les échantillons fluviatiles (A,B et C) ne permet pas de calculer une "isochrone" à la différence de l'échantillon DP 104 (D)

### 5-3 Interprétation

Les âges des apatites du lit actuel du Bréda sont essentiellement compris entre 3 Ma et 9 Ma, et n'excèdent pas 13 Ma. Ceux de l'Arc montrent un pic entre 6 Ma et 9 Ma, mais pour les plus anciens, atteignent 21 Ma. Les apatites d'âges apparents compris entre 3 et 9 Ma, dans ces deux cours d'eau, pourraient provenir de l'érosion actuelle du massif de Belledonne. En effet, les 21 échantillons, du massif de belledonne, analysés dans ce travail et celui effectué par Lelarge (1993) ont des âges compris entre environ 2 Ma et 9 Ma pour la plupart d'entre eux, et jusqu'à 13-14 Ma dans la haute vallée de l'Eau d'Olle. Les apatites d'âges traces de fission les plus élevés dans l'Arc pourraient donc provenir des zones internes d'où prend source ce cours d'eau (Soom, 1990); ainsi Hurford *et al.*, 1989 et Carpena, 1984 ont trouvé dans le massif de Grand Paradis des âges traces de fission sur apatite compris entre 20 Ma et 24,5 Ma.

Le paléodelta montre un spectre d'âges traces de fission sur apatite compris entre 2 Ma et 14 Ma et n'atteignant en aucun cas des âges plus élevés. La distribution des âges ne présente pas de mode bien défini; ceci peut s'expliquer par le fait que les apatites de cet échantillon sont d'origines différentes. En comparant les résultats du paléodelta et ceux du Bréda actuel, nous constatons que ceux-ci ne confirment pas le modèle de Darmendrail (1994). En effet, dans ce cas on devrait s'attendre à trouver dans le Paléodelta des apatites ayant des âges au moins égaux à ceux déterminés pour l'Arc actuel. Ce n'est pas le cas, bien qu'une centaine de grains d'apatite aient été datés dans le paléodelta contre à peu près cinquante pour l'Arc.

On devra cependant rappeler qu'un seul échantillon a été étudié pour le paléodelta et que les crues qui l'ont alimenté en partie pouvaient ne provenir, éventuellement, que de la partie amont ou aval du bassin versant. Selon le lieu d'échantillonnage, il aura pu être favorisé, éventuellement, un échantillonnage non représentatif de l'ensemble du bassin d'alimentation. Ce n'est donc qu'après une étude plus détaillée de la "mémoire" traces de fission des apatites de ce paléodelta qu'une réponse définitive pourra être apportée à l'hypothèse que celui-ci pourrait être associé à un paléo-Arc, (Darmendrail, 1994).

## REFERENCES

### Chapitre -II-

- BALDWIN S.L., T.M. HARRISON & K. BURKE, (1986).** Fission track evidence for the source of accreted sandstones, Barbados. *Tectonics*, 5, N° 3, 457-468.
- CARPENA J., (1984).** Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : Relation tectonique-métamorphisme. Doctorat d'état de l'Université Paris Sud, Orsay. 235p.
- CROUZET, (1993).** Etude paléomagnétique de l'évolution tectonique et thermique tardive dans la zone delphino-helvétique (Alpes Occidentales, France). Régions de Bourg-d'Oisans du Mont Joly-Aiguille Croche. DEA de Géodynamique des Marges Océaniques et des Chaînes de Montagne. Université de Savoie 38p.
- DARMENDRAIL X., (1994).** Deformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements. Thèse de doctorat de troisième cycle de l'Université de Savoie. 216p.
- DEBON F., A. COCHERIE, R.P. MENOT, G. VIVIER & J.C. BARFETY, (1994).** Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes : l'exemple du granite des Sept Laux (massif de Belledonne, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.318, série II, 1497-1504.
- DEMEULEMEESTER P., (1982).** Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massif Cristallins Externes (Alpes Françaises). Thèse de troisième cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 227p.
- FLEISCHER R.L., P.B. PRICE & R.M. WALKER, (1965).** Effects of temperature, pression and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geophys. Res.*, 70, 1497-1502.
- GALBRAITH R.F., (1981).** On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, 13, N°6, 471-477.
- GALLAGHER K., C.J. HAWKESWORTH, M.S.M. MANTOVANI, (1993).** The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from fission track data. *J. Geophys. Res.*, à paraître.
- GREEN P.F., (1981).** A new look at statistics in fission track dating. *Nucl.Tracks*, 5, N° 1/2, 77-86.
- GREEN P.F., I.R.DADDY, A.J.W.GLEADOW, P.R.TINGATE & G.M. LASLETT, (1986).** Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A Qualitative Discription. *Chem. Geol.*, 59, 237-253.
- GUYOTON F., (1991).** Sismicité et structure lithosphérique des alpes occidentales. Thèse de doctorat de troisième cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 290p.
- HURFORD A., (1986).** Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the insubric fault line. *Contrib. Minéral Petrol*, 92, 413-427.
- HURFORD A., M. FLISH & E. JÄGER, (1989).** Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps : a contribution from fission track analysis and mica dating. Dans COWARD M.P., D. DIETRICH & R.G. PARK (eds.), 1989, Alpine Tectonics. *Geological Society Special Publication*, n°45, 369-398.

- LELARGE MEDEIROS VIGNOL M.L., (1993).** Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dome de Ponta Grossa, SE Bresil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc alpin, France). Thèse de doctorat de troisième cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 259p.
- LUGEON M.M., (1901).** Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Annales de géographie*, t. X, n° 52-54, 295-428.
- LYON-CAEN H. & P. MOLNAR, (1989).** Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from analysis of gravity anomalies, *geophysical Journal Int.*, **99**, 19-32.
- MANSOUR E., (1991).** Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et des Jbilet (Meseta marocaine). Thèse de doctorat de troisième cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 197p.
- MENARD G., (1979).** Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse 3° cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 169p.
- MENARD G., (1989).** Structures et cinématiques d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. Thèse d'état de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 268p.
- MENARD G., X. DARMENDRAIL, F. JOUANNE, L. LELARGE, C. BECK & M. TARDY, (1993).** L'origine des grandes vallées alpines : tectonique extensive ou érosion ? *Géologie Alpine*, série spéciale Résumés de Colloques, n° 2.
- NAESER C.W. & H. FAUL, (1969).** Fission track annealing in apatite and sphene. *J. Geophys. Res.*, **74**, N°2, 705-710.
- SEWARD D. & N.S. MANCKTELOW, (1994).** Neogene kinematics of the Central and the Western Alps : Evidence from fission track dating. *Geology*, **22**, 803-806.
- SOOM M.A., (1990).** Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhone-Linie seit dem Oligozän : Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit (Westliche Zentralalpen). PNF, Universität Bern, 120p.
- THOMSON S.N., (1994).** Fission track analysis and provenance studies in Calabrian Arc sedimentary rocks, southern Italy. *Journal of Geological Society*, London, **151**, 463-471.
- VON RAUMER J.F., R.P. MÉNOT, J. ABRECHT & G. BIINO, (1993).** The pre-Alpin Evolution of the External Massifs. In J.F. von Raumer, F. Neubauer, *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 221-240.
- WAGNER G.A., (1988).** Apatite fission-track geochrono-thermometre to 60°C : Projected Length Studies. *Chem. Geol.*, **72**, 145-153.
- WAGNER G.A., D.S. MILLER & E. JÄGER, (1979).** Fission track ages on apatite of Bergell Rocks from Central Alps and Bergell Boulders in Oligocene sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 355-360.
- WAGNER G.A., A.J.W. GLEADOW & P.G. FITZGERALD, (1989).** The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis : Projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains. *Chem. Geol.*, **79**, 295-305
- YIM W.W.S., A.G.W. GLEADOW & J.C. van MOORT, (1985).** Fission track dating of alluvial zircons and heavy mineral provenance in Northeast Tasmania. *J. geol. Soc. London*, **142**, 351-356.

## CHAPITRE -III-

### REHAMNA, MESETA OCCIDENTALE (Maroc)

## CHAPITRE -III-

### REHAMNA (Meseta occidentale)

#### 1- INTRODUCTION

L'ouverture de l'océan Atlantique et ses premiers stades de rifting ont laissé des traces au Maroc comme en Nouvelle Ecosse, à terre et dans la marge océanique. Le Maroc atlantique et atlasique a ainsi été le siège d'un grand évènement thermique à la fin du Trias en liaison avec le rifting du continent et avec la tectonique distensive associée. Dans le présent travail, nous nous sommes intéressés surtout à l'étude d'un domaine appartenant au Maroc moyen : la Meseta marocaine occidentale.

La Meseta marocaine constitue une partie du Maroc hercynien. Elle est limitée au Nord par le domaine rifain dont la couverture mésozoïque et cénozoïque a été plissée et charriée vers le Sud pendant l'orogénèse alpine et au Sud par l'Anti-Atlas qui a enregistré trois orogénèses successives (orogénèse pan-africaine, hercynienne et cénozoïque). Le socle paléozoïque de la Meseta affleure sous forme de boutonnières dans le Maroc central, dans les massifs des Jebilet et des Rehamna. Ces deux derniers massifs présentent une certaine analogie : ils occupent la partie méridionale de la Meseta marocaine et sont constitués par des terrains plissés et un socle granitique hercynien. Une étude thermochronologique préliminaire par la méthode des traces de fission a été effectuée dans le massif des Jebilet par Mansour (1991). Ce dernier a montré que le massif était affecté d'un évènement thermique contemporain de l'ouverture de l'Atlantique central.

Le but de notre étude est de dater le passage au dessous de l'isotherme 220°C et de reconstituer l'histoire thermique depuis le dernier refroidissement au-dessous de l'isotherme  $110 \pm 10$  °C de trois différents plutons hercyniens des Rehamna (massif de Sebt Brikiine, celui de Rass El Abiod et enfin celui de Hjir El Bark).

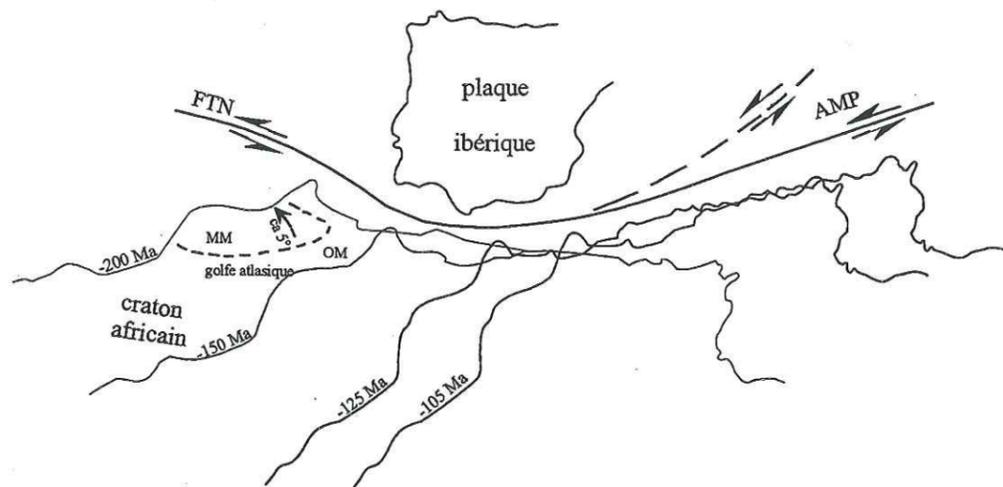
#### 2- LE MAROC DANS SON CADRE STRUCTURAL

Occupant la partie nord-ouest du Craton ouest africain, le Maroc est situé dans un cadre structural très actif entre la Méditerranée et l'Atlantique. Son évolution structurale est directement liée à celle de trois continents (Afrique, Amérique et Eurasie) séparés par un océan et une mer.

Jusqu'à la fin du Paléozoïque, vers 230 Ma, l'Atlantique n'a pas encore pris place et l'Amérique et l'Afrique sont encore soudées. Leur séparation n'interviendrait qu'au Jurassique. Les grands évènements structuraux post-hercyniens du Maroc n'ont commencé qu'avec le début de l'ouverture de l'Atlantique nord qui était probablement post-triasique (Choubert *et al.*, 1971). Les dépôts d'un Trias inférieur d'origine continental aussi bien au Maroc qu'en Nouvelle Ecosse en

seraient les témoins. A partir du Trias supérieur, une sédimentation marine s'est installée sur une grande partie du Maroc, sauf sur quelques zones surélevées du massif hercynien des Rehamna et de celui des Jebilet. Ceci était accompagné aussi par des épanchements volcaniques sur les deux rives du futur Atlantique et l'apparition, dès lors, d'un premier «chenal», conséquence de la distension crustale responsable de l'ouverture de l'Atlantique central (Le Pichon, 1971). C'est ainsi que la sédimentation et la tectonique post-triasique ont été contrôlées par le processus de la tectonique des plaques qui se déroulait dans l'Atlantique et dans la Méditerranée occidentale (Fig. III-1). Ce phénomène avait réactivé toutes les failles hercyniennes voir même panafricaines. A partir du Jurassique, l'Atlantique nord a commencé à s'ouvrir au sein de la Pangée. Les premiers fonds océaniques qui séparent l'Afrique nord occidentale de la Nouvelle-Ecosse et de la Nouvelle-Angleterre datent de 175 Ma environ (Klitgord et Schouten, 1986). C'est ainsi que depuis le Lias, il y a eu un mouvement de translation de la plaque africaine vers l'Est (décrochement senestre) le long de la "Zone Transformante Terre-Neuve - Gibraltar - Açores". Ceci a provoqué un soulèvement majeur de toute la Meseta marocaine avec émergence progressive de la zone haute du domaine atlasique au bord de laquelle s'installent des bassins à sédimentation marine. Au Crétacé supérieur (Campanien), vers 76 Ma, a commencé la convergence de la plaque africaine vers de la plaque ibérique qui culminera au Néogène.

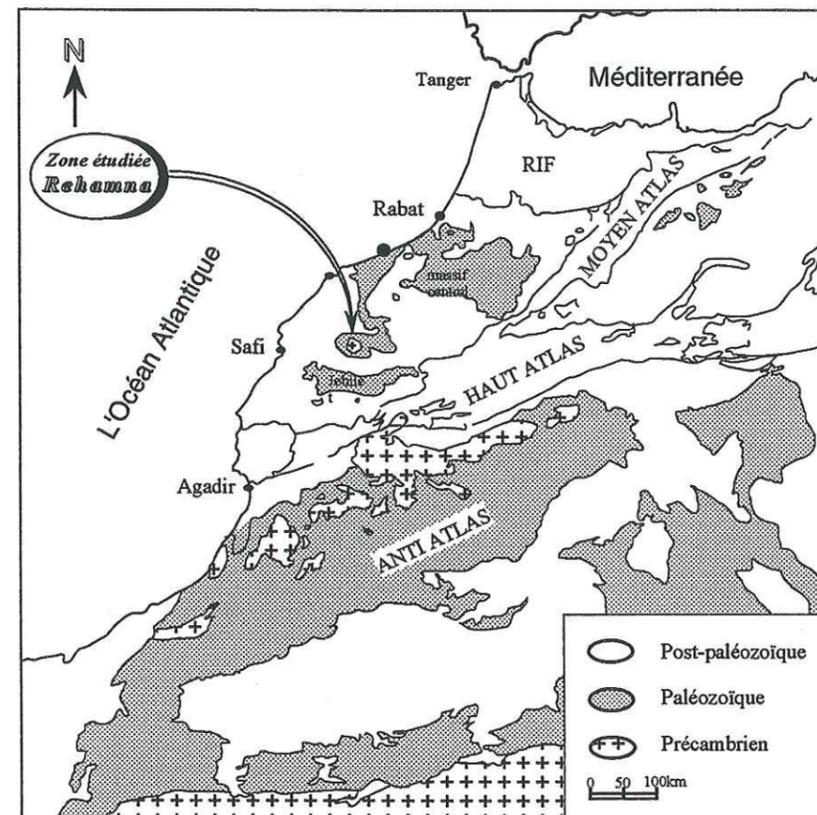
C'est au cours de cette dernière période du déplacement relatif vers le Nord de la plaque africaine que le Maroc a connu une tectonique compressive majeure qui a atteint son maximum au Miocène et au Plio-quadernaire.



**Figure III-1** : Mouvements relatifs entre l'Afrique et la plaque ibérique depuis le Jurassique jusqu'au Crétacé moyen. On note le décrochement senestre au niveau de l'accident Terres Neuves-Açores (FTN), avec MM, Meseta marocaine; MO, la Meseta oranaise et AMP, la microplaque d'alboran (dans Brede *et al.*, 1992).

### 3- L' EVOLUTION TECTONIQUE DES REHAMNA

Le massif paléozoïque des Rehamna occupe la partie ouest de la Meseta marocaine entre le domaine orogénique (Rehamna centraux et orientaux) et le bloc ouest (Rehamna occidentaux) (Fig. III-2).



**Figure III-2** : Carte des domaines structuraux du Maroc (provinces du Nord), avec localisation de la zone étudiée, d'après Piqué & Michard, (1989).

Il est traversé par une faille crustale majeure de direction NNE-SSW (Michard *et al.*, 1978). Cet accident sub-méridien qui prend naissance dans le Haut Atlas à partir de la faille de Tisi n'Test se prolonge vers le Nord pour atteindre l'accident Rabat-Tiflet en passant par le massif de Sebt Brikiine (Fig. III-3) : c'est la faille médiane. Elle représente un élément de la ZCMO (Zone de Cisaillement du Maroc Occidental) qui constitue, entre le môle côtier et les Rehamna centraux, un couloir de cisaillement dextre, d'âge hercynien (Michard, 1982) avec des rejeux plus tardifs. L'analyse des images Landsat (Bouybaouène et Medina, 1986) a permis l'observation de la prolongation de la faille médiane au sein du massif de Sebt Brikiine (Fig. III-4). Ceci a été prouvé, sur le terrain, par la présence de filons d'aprites décalés par des décrochements dextres avec la même direction.

Au Paléozoïque inférieur et moyen, les Rehamna constituent une zone stable jusqu'au Dévonien supérieur où des couloirs de cisaillements ont commencé à s'individualiser et ce n'est qu'au Viséen supérieur qu'il y eut une tectonique distensive accompagnée d'une sédimentation assez importante.

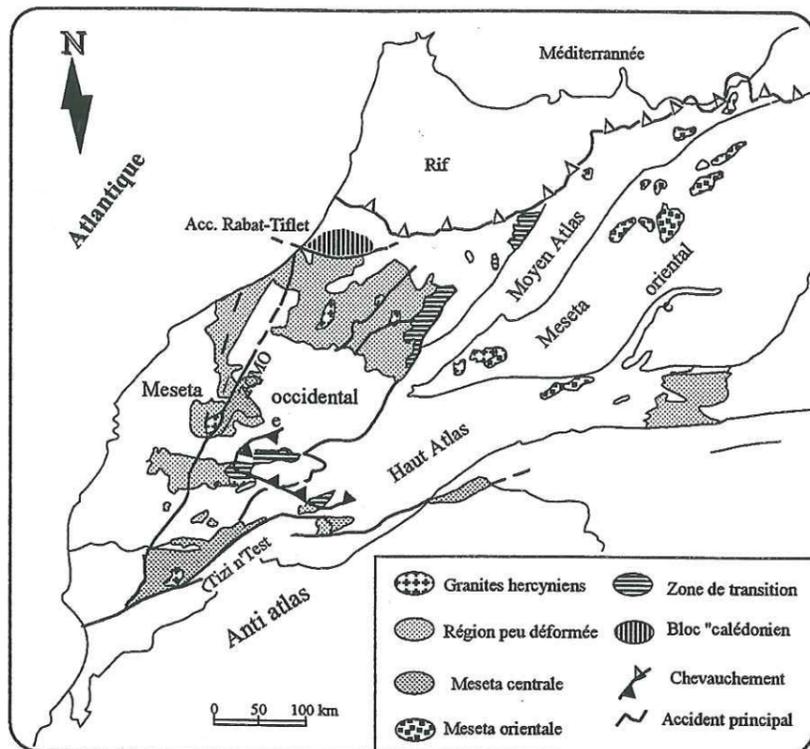


Figure III-3 : Zones structurales hercyniennes au Maroc avec représentation de l'accident subméridien des Ouled Zednes qui est représenté ici par la ZCMO (Zone de Cisaillement du Maroc Occidental) : on remarque que cet accident se prolonge de l'accident de Tizi n'Test au Sud jusqu'à l'accident de Rabat-Tiflet au Nord. (D'après El Hassani, 1991).

Le massif granitique de Sebt Brikiine est post-tectonique (Diot, 1989); il s'agit d'un granite intrusif dont l'âge K / Ar donné par Tisserant, (1977) sur roche totale est de  $273 \pm 2$  Ma et l'âge Rb/Sr déterminé par Mrini, (1985) et Mrini *et al.*, (1992) est de  $268 \pm 6$  Ma.

Une tectonique post-hercynienne-anté-triasique qui se traduit par des mouvements verticaux, a affecté la Meseta marocaine entraînant des soulèvements ou des effondrements de blocs le long des failles majeures telle que la faille des Ouled Zednes qui borde la limite est du massif occidental des Rehamna.

A partir du Trias, les mouvements épirogéniques l'ont emporté sur la sédimentation au fur et à mesure que la subsidence des bassins bordiers du massif prenait place. Ces failles en extension ont permis ainsi l'ascension de magmas basiques vers 200 Ma. Cette phase de tectonique extensive est liée à l'ouverture de l'Atlantique central. Le Jurassique se traduit par un soulèvement de toute la Meseta qui entraîne une érosion des terres émergées et alimente les bassins d'une sédimentation détritique. La partie sud de la marge atlantique continue toujours à s'affaisser pendant le Crétacé inférieur, alors qu'au Crétacé supérieur, la mer a envahi la presque totalité de la Meseta.

Au Tertiaire, la Meseta n'a été affectée que par des mouvements de surrection amples qui s'accroissent à l'Eocène moyen et au Miocène supérieur.

## 4- THERMOCHRONOMETRIE DES MASSIFS HERCINIENS DES REHAMNA

### 4-1 Echantillonnage

Les échantillons utilisés dans ce travail proviennent de trois massifs hercyniens situés dans les Rehamna (Fig. III-4):

Un nombre élevé d'échantillons (environ 60) a été prélevé dans le massif granitique de **Sebt Brikiine**. Ce pluton, de  $250 \text{ km}^2$  de surface, présente une forme sub-circulaire. Situé à la bordure est de la Meseta côtière, il est limité au Sud-Est par l'accident des Ouled Zednes et les Rehamna orientaux. Cet accident longe le côté sud-est du massif de Sebt Brikiine, alors qu'à l'Ouest, il est limité par la faille de Jbel Lakhdar.

Deux autres échantillons ont été prélevés dans le granite de **Hjir El Bark** (Moulay Kerkour) dont seul affleure un petit pointement au Sud-Est de Benguerir; il s'agit du même ensemble granitique que celui de Sebt Brikiine.

Un autre échantillonnage a eu lieu dans les leucogranites de **Ras El Abiod**. Ces derniers affleurent à l'Est de la faille majeure des Ouled Zednes. Ils ont une mise en place probablement contemporaine de celle du granite de Sebt Brikiine. Cependant, ils semblent avoir une origine orogénique et une nature pétro-géochimique nettement différente des faciès granitiques de Sebt Brikiine.

Pour le prélèvement des échantillons étudiés, nous avons rencontré un problème majeur qui a limité la qualité de nos échantillons. Dans le massif granitique de Sebt Brikiine (sauf au niveau du Jbel Chouikhane), ainsi que dans celui de Ras El Abiod, les affleurements ont une structure en "boules" irrégulières de quelques mètres de diamètre à structure en "dos de baleine". Ces boules apparaissent comme posées isolément à la surface du sol. Le plus souvent, elles émergent par leur face supérieure et le reste est enrobé dans la masse granitique sous-jacente. Il s'agit d'une structure d'altération des granites dont la profondeur correspond à celle de la pénétration de l'eau dans les fissures qui affleurent en surface. Ces structures d'altération peuvent atteindre parfois des dizaines de mètres. Le granite sain n'affleure donc qu'en profondeur ce qui a rendu difficile notre campagne d'échantillonnage, ainsi, pour prélever des échantillons non altérés, nous étions obligés de récolter dans différents puits en cours de creusement.

### 4-2 Traitement des échantillons

Parmi les soixante échantillons collectés, seule une vingtaine a été traitée par la méthode des traces de fission. Ceci est dû surtout à la qualité du matériel prélevé car du point de vue quantité, on disposait de plus de six kilogrammes pour chaque échantillon. Seuls les échantillons prélevés à une certaine profondeur (au delà de 27 m) ont fourni du matériel traitable par la méthode des traces de fission. Apatites et zircons extraits des différents échantillons ont été datés par la technique du détecteur externe (chap. I-3-2-2). En effet, pour les apatites, 100 à 200 grains ont été inclus dans de la résine, polis et les traces fossiles ont été révélées à l'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ ), à 1M, à température ambiante, pendant 50 secondes dans un bain ultrasonique. Pour les zircons, une trentaine de grains

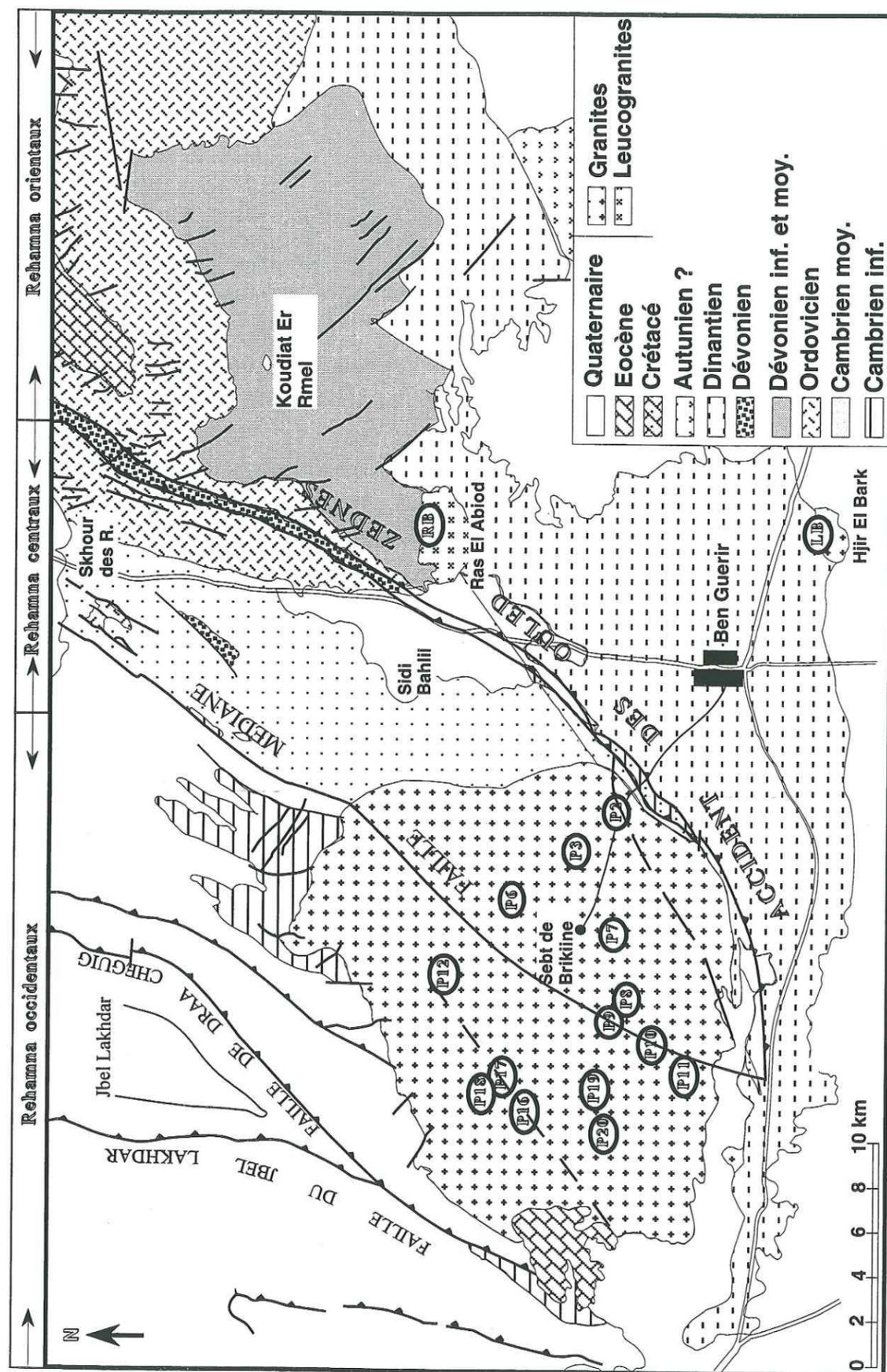


Figure III-4 : Localisation des différents affleurements des granitoïdes des Rehanna avec situation des différents puits de prélèvement d'échantillons traités (d'après Michard, 1976; modifiée).

ont été enrobés dans une feuille de Teflon, puis polis. Les traces fossiles sont révélées par un eutectique NaOH + KOH à 232°C. Nous avons appliqué contre ces deux types de montages des feuilles de kapton comme détecteur externe. Deux furets d'irradiation ont été préparés, car la teneur en uranium dans les zircons est dix fois plus élevée que dans les apatites si bien que la durée d'irradiation pour ces deux furets doit être différente. Pour l'étude des apatites, nous avons préparé deux irradiations (93-1 et 93-5) avec des fluences voisines (de l'ordre de  $10^{15}$ ), alors que pour les zircons, nous avons préparé une seule irradiation (94-3) avec une fluence neutronique de l'ordre de  $10^{14}$ . Les tableaux de calcul des fluences pour ces irradiations sont présentés dans l'annexe B. Les densités de traces fossiles et induites, aussi bien pour les apatites que pour les zircons, ont été mesurées avec un microscope LEITZ, avec un objectif x100 à immersion et des oculaires x10.

Nous avons aussi procédé à des mesures de longueurs confinées de traces fossiles. Pour cela, ont été utilisés, dans un premier temps, les mêmes montages que pour la détermination des âges apparents, mais le nombre des traces mesurables s'est révélé statistiquement peu représentatif. La grande quantité d'apatites obtenue après le tri (de 16 échantillons) nous a permis de remonter une deuxième fois un grand nombre de grains d'apatite, environ 400 à 600 grains par échantillon, de les traiter comme décrit précédemment et seule la durée de la révélation des traces a changé (60 secondes). Les mesures de longueurs ont été effectuées avec un microscope LEITZ à l'aide d'un tube à dessin et une table à digitaliser reliée directement à un micro-ordinateur.

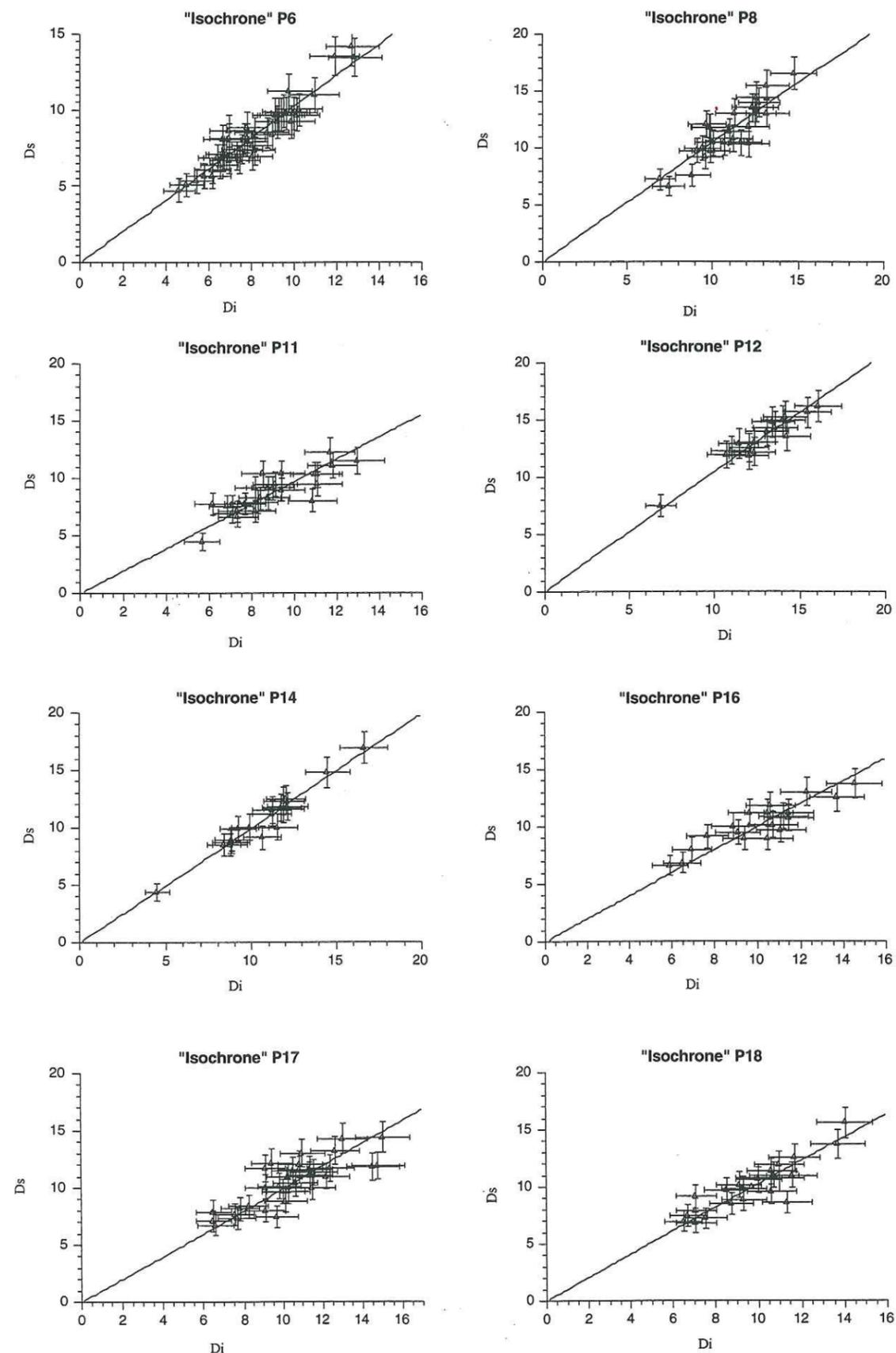
#### 4-3 Résultats

##### 4-3-1 Ages traces de fission sur apatites

Dans le tableau III-1, nous avons résumé les âges apparents obtenus sur apatite. Toutes les mesures que nous avons effectuées sont détaillées en annexe (cf. annexe D) et les âges obtenus ont été calculés à partir de l'équation 2' (Chap. I-3-1-1). Du fait que le nombre de traces fossiles par unité de surface était assez élevé, il n'était pas nécessaire de mesurer un grand nombre de grains, donc seulement 20 à 40 grains d'apatite ont été datés. Comme le montre le tableau III-1, tous les échantillons passent le test  $\chi^2$  de Galbraith (1981). Les âges obtenus sont compris entre  $81,1 \pm 3,30$  Ma et  $112,6 \pm 2,8$  Ma. Des "isochrones" d'âges traces de fission ont été tracées pour tous les échantillons : il s'agit d'un diagramme de densité de traces fossiles en fonction de la densité de traces induites des différents grains datés pour chaque échantillon. Seul huit exemples de ce type d'isochrone ont été présentés dans la figure III-5, car le résultat obtenu est assez semblable pour tous les échantillons des massifs étudiés. Nous remarquons ainsi que tous les points densité fossile-densité induite s'alignent sur une droite.

Ech.	Localisation	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ t/cm}^2$	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ t/cm}^2$	n	$\chi^2$	$\rho_d(962) \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ t/cm}^2$	t(app) $\pm 1\sigma$ (Ma)
<b>IRRADIATION 93-1</b>									
LB2	Hjir El bark	828	$9,78 \pm 0,34$	878	$10,37 \pm 0,35$	10	A	$5,416 \pm 0,157$	$81,46 \pm 3,95$
RB8	Rass El Abiod	1179	$11,61 \pm 0,34$	1256	$12,37 \pm 0,35$	12	A	$5,416 \pm 0,157$	$81,09 \pm 3,29$
SB4P3	S. Sebt Brikiine	2695	$11,79 \pm 0,23$	2408	$10,54 \pm 0,21$	27	A	$5,416 \pm 0,157$	$96,56 \pm 2,71$
SB1P7	S. Sebt Brikiine (S)	2135	$10,97 \pm 0,24$	1782	$9,15 \pm 0,22$	23	A	$5,416 \pm 0,157$	$103,31 \pm 3,31$
SB1P10	S.B. Selham	2083	$10,70 \pm 0,23$	1811	$9,30 \pm 0,22$	23	A	$5,416 \pm 0,157$	$99,22 \pm 3,19$
SB1P16	O El haj (NW)	1644	$10,22 \pm 0,25$	1628	$10,12 \pm 0,25$	19	A	$5,416 \pm 0,157$	$87,19 \pm 3,05$
SB1P17	O El haj (NW)	2903	$10,39 \pm 0,19$	2895	$10,36 \pm 0,19$	33	A	$5,416 \pm 0,157$	$86,58 \pm 2,27$
SB1P18	O El haj (NW)	1946	$10,00 \pm 0,23$	1892	$9,72 \pm 0,22$	23	A	$5,416 \pm 0,157$	$88,79 \pm 2,87$
SB2P19	O. S. Bou yahya	1926	$11,38 \pm 0,26$	1768	$10,44 \pm 0,25$	20	A	$5,416 \pm 0,157$	$94,01 \pm 3,10$
<b>IRRADIATION 93-5</b>									
SB1P14	S. Bou Achrine	1776	$10,49 \pm 0,25$	1792	$10,59 \pm 0,25$	20	A	$5,998 \pm 0,047$	$94,71 \pm 3,17$
SB2P14	S. Bou Achrine	1966	$11,61 \pm 0,26$	1972	$11,65 \pm 0,26$	20	A	$5,998 \pm 0,047$	$95,27 \pm 3,04$
SB2P12	O. Mwida (Est)	1798	$13,28 \pm 0,31$	1720	$12,70 \pm 0,31$	16	A	$5,998 \pm 0,047$	$99,86 \pm 3,37$
SB2P11	S. Abdel Haq (NE)	1825	$8,98 \pm 0,21$	1821	$8,96 \pm 0,21$	24	A	$5,998 \pm 0,047$	$95,76 \pm 3,17$
SB1P11	S. Abdel Haq (NE)	1920	$8,72 \pm 0,20$	1961	$8,91 \pm 0,20$	26	A	$5,998 \pm 0,047$	$93,57 \pm 3,00$
SB1P8	Lala Zwina	2513	$11,42 \pm 0,23$	2415	$10,97 \pm 0,22$	26	A	$5,998 \pm 0,047$	$99,40 \pm 2,83$
SB2P7	S. Sebt Brikiine (S)	3584	$11,76 \pm 0,20$	3037	$9,97 \pm 0,18$	36	A	$5,998 \pm 0,047$	$112,62 \pm 2,78$
SB2P6	Sid El Abiod	3048	$8,37 \pm 0,15$	2982	$8,19 \pm 0,15$	43	A	$5,998 \pm 0,047$	$97,66 \pm 2,52$
SB6P3	S. Sebt Brikiine	2440	$12,53 \pm 0,25$	2377	$12,21 \pm 0,25$	23	A	$5,998 \pm 0,047$	$98,07 \pm 2,83$
SB1P2	Caïd Rassou (S)	2397	$9,44 \pm 0,19$	2574	$10,14 \pm 0,20$	30	A	$5,998 \pm 0,047$	$89,03 \pm 2,53$
SB4P7	S. Sebt Brikiine (S)	2948	$11,61 \pm 0,21$	2722	$10,72 \pm 0,21$	30	A	$5,998 \pm 0,047$	$103,43 \pm 2,75$
SB1P20	O. S. Bou yahya	1495	$11,04 \pm 0,29$	1579	$11,66 \pm 0,29$	16	A	$5,998 \pm 0,047$	$90,51 \pm 3,27$

**Tableau III-1** : Ages apparents traces de fission des échantillons du massif des Rehamna. Ns (Ni),  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ),  $\rho_d$  et n sont respectivement : le nombre de traces fossiles (induites) comptées, la densité des traces fossiles (induites), la densité des traces induites dans les verres moniteurs (NIST, 962) et le nombre de grains comptés.  $\chi^2$ , étant la probabilité pour qu'un test  $\chi^2$  soit accepté (A) ou refusé (R). t(app) : ages apparents en Ma. Les erreurs sont calculées à 1  $\sigma$  près.



**Figure III-5** : Diagrammes "isochrones" d'âges traces de fission sur apatite de quelques échantillons issus du massif de Sebt Brikiine, avec Ds et Di respectivement, la densité des traces fossiles et induites dans chaque grain mesuré.

### 4-3-2 Longueurs confinées des traces de fission

Nous avons effectué, pour chaque échantillon, des mesures de longueurs des traces confinées dans deux montages différents. L'un d'entre eux est celui qui a été utilisé pour la détermination des âges apparents. Les traces n'y ont été révélées que pendant une durée de 50 secondes, alors que dans le deuxième montage, la révélation des traces a une durée de 60 secondes. En effet, le nombre de traces confinées est beaucoup plus élevé dans le second montage (60 secondes) que dans le premier.

Le résultat des deux mesures effectuées est résumé dans le tableau III-2. Nous remarquons d'une part, qu'il y a une bonne reproductibilité de la longueur moyenne des traces et d'autre part que plus le nombre de traces mesurées est élevé, plus la déviation standard est élevée. Ceci est en accord avec Agar *et al.* (1989) qui ont montré que généralement pour avoir une longueur moyenne stable, il faut mesurer au moins 20 traces confinées, alors que pour définir une bonne distribution des longueurs, il faut mesurer au moins une centaine de traces.

Nous avons reporté dans la figure III-6 les distributions de longueurs de deux mesures effectuées pour un seul échantillon. Cette figure montre que la distribution des longueurs obtenue à partir d'un faible nombre de traces mesurées est différentes de celle obtenue pour un nombre élevé. C'est ainsi que l'on retrouve une déviation standard plus élevée dans la seconde série de mesures. Par contre, en ce qui concerne la longueur moyenne des traces, nous avons remarqué qu'il existe une certaine reproductibilité.

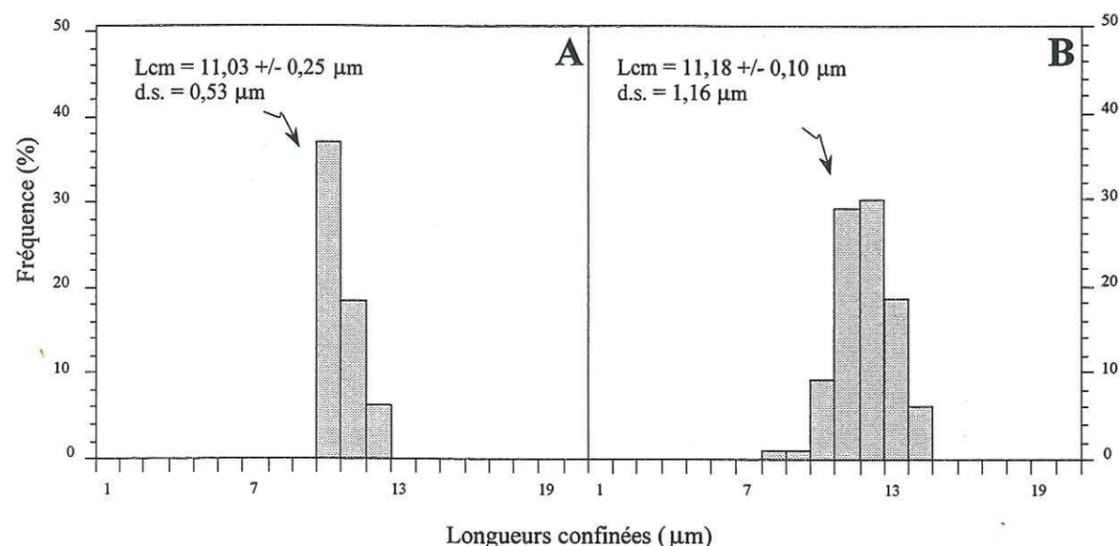


Figure III-6 : Comparaison de deux distributions de longueurs de traces confinées dans un même échantillon (SB1P11), avec en A, seulement 20 traces ont été mesurées alors qu'en B, le nombre de traces mesurées est environ 126. On remarque que la longueur moyenne (Lcm) est constante alors que la déviation standard (d.s.) est plus élevée dans le second exemple.

Echantillon	Localisation	D.A. (s)	Ns	Ls ± 1σ (μm)	ds	t(app) ± 1σ (Ma)
LB2	Hjir El bark	a*	18	11,50 ± 0,27	0,89	81,46 ± 3,95
		a**	88	11,15 ± 0,12	1,52	
RB8	Rass El Abiod	a*	28	11,96 ± 0,23	0,97	81,09 ± 3,29
		a**	104	11,73 ± 0,12	1,17	
SB4P3	S. Sebt Brikiine	a*	36	12,07 ± 0,20	0,75	96,56 ± 2,71
		a**	100	11,51 ± 0,12	1,63	
SB1P7	S. Sebt Brikiine (S)	a*	12	11,70 ± 0,34	0,80	103,31 ± 3,31
		a**	88	11,20 ± 0,12	1,48	
SB1P10	S.B. Selham	a*	5	11,36 ± 0,51	1,19	99,22 ± 3,19
		a**	75	11,13 ± 0,13	1,38	
SB1P16	O El haj (NW)	a*	15	12,34 ± 0,32	1,19	87,19 ± 3,05
		a**	139	11,73 ± 0,10	1,34	
SB1P17	O El haj (NW)	a*	49	11,40 ± 0,16	0,91	86,58 ± 2,27
		a**	71	11,23 ± 0,13	1,44	
SB1P18	O El haj (NW)	a*	12	12,10 ± 0,35	1,18	88,79 ± 2,87
		a**	79	11,74 ± 0,13	1,44	
SB2P19	O. S. Bou yahya	a*	20	11,84 ± 0,26	0,81	94,01 ± 3,10
		a**	55	11,36 ± 0,15	1,62	
SB1P2	Caïd Rassou (S)	a*	30	11,01 ± 0,20	0,66	89,03 ± 2,53
		a**	70	11,49 ± 0,14	1,43	
SB6P3	S. Sebt Brikiine	a*	25	11,07 ± 0,22	0,69	98,07 ± 2,83
SB2P6	Sid El Abiod	a*	5	10,97 ± 0,49	1,03	97,66 ± 2,78
		a**	115	11,17 ± 0,10	1,35	
SB2P7	S. Sebt Brikiine (S)	a*	11	11,33 ± 0,34	0,74	112,62 ± 2,78
SB4P7	S. Sebt Brikiine (S)	a*	22	11,12 ± 0,24	0,74	103,43 ± 2,75
SB1P8	Lala Zwina	a*	21	10,97 ± 0,24	0,78	99,40 ± 2,83
		a**	73	11,58 ± 0,14	1,21	
SB1P11	S.B. Selham	a*	20	11,03 ± 0,25	0,53	93,57 ± 3,00
		a**	126	11,18 ± 0,10	1,16	
SB2P12	O. Mwida (Est)	a*	20	10,65 ± 0,24	0,41	99,86 ± 3,37
		a**	50	11,32 ± 0,16	1,36	
SB1P14	S. Bou Achrine	a*	21	11,15 ± 0,24	0,61	94,71 ± 3,17
		a**	53	11,57 ± 0,16	1,17	
SB2P14	S. Bou Achrine	a*	8	10,84 ± 0,38	0,52	95,27 ± 3,04
SB1P20	O. S. Bou yahya	a*	15	10,66 ± 0,28	0,44	90,51 ± 3,27
		a**	70	11,10 ± 0,13	1,32	

Tableau III-2 : Longueurs confinées moyennes des traces de fission fossiles dans les échantillons du granite hercynien du massif des Rehamna occidentaux. D.A. : durée de l'attaque chimique en secondes, avec 50s en a\* et 60s en a\*\*. Ns, Ls et ds sont respectivement : le nombre de traces confinées fossiles mesurées, la longueur moyenne des traces confinées fossiles et la déviation standard en μm. t(app) est l'âge apparent.

Pour tester ceci, nous avons dressé un diagramme des rapports des longueurs moyennes L2 / L1, L1 et L2 étant respectivement les longueur moyennes mesurées dans le premier et le deuxième montage pour chacun des échantillons traités (Fig. III-7). Nous observons que tous les rapports se rapprochent de la valeur «1».

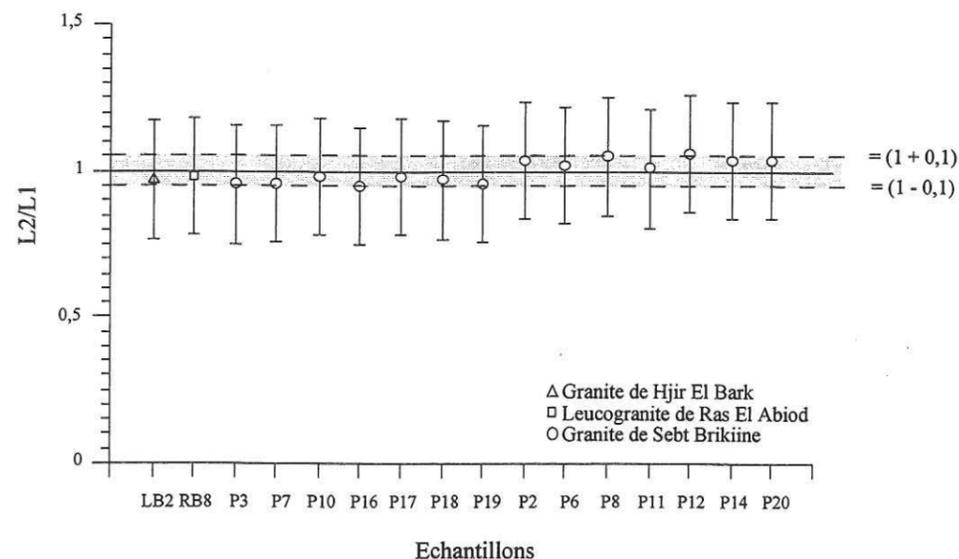


Figure III-7 : Reproductibilité des mesures de longueurs des traces confinées fossiles dans les granites et les leucogranites des Rehamna occidentaux. Avec L2 / L1 : le rapport des longueurs moyennes des deux mesures effectuées.

Des distributions de longueurs des traces dont la durée de révélation est de 60 secondes, ont été dressées dans la figure III-8. On note l'absence de traces dites "longues" dont la longueur est supérieure à 15  $\mu\text{m}$  (sauf quelques traces dans certains échantillons), tandis que les traces dites "courtes" dont la longueur est inférieure à 10  $\mu\text{m}$  sont assez fréquentes. Nous pouvons ainsi en déduire que ces apatites ont subi récemment un recuit modéré.

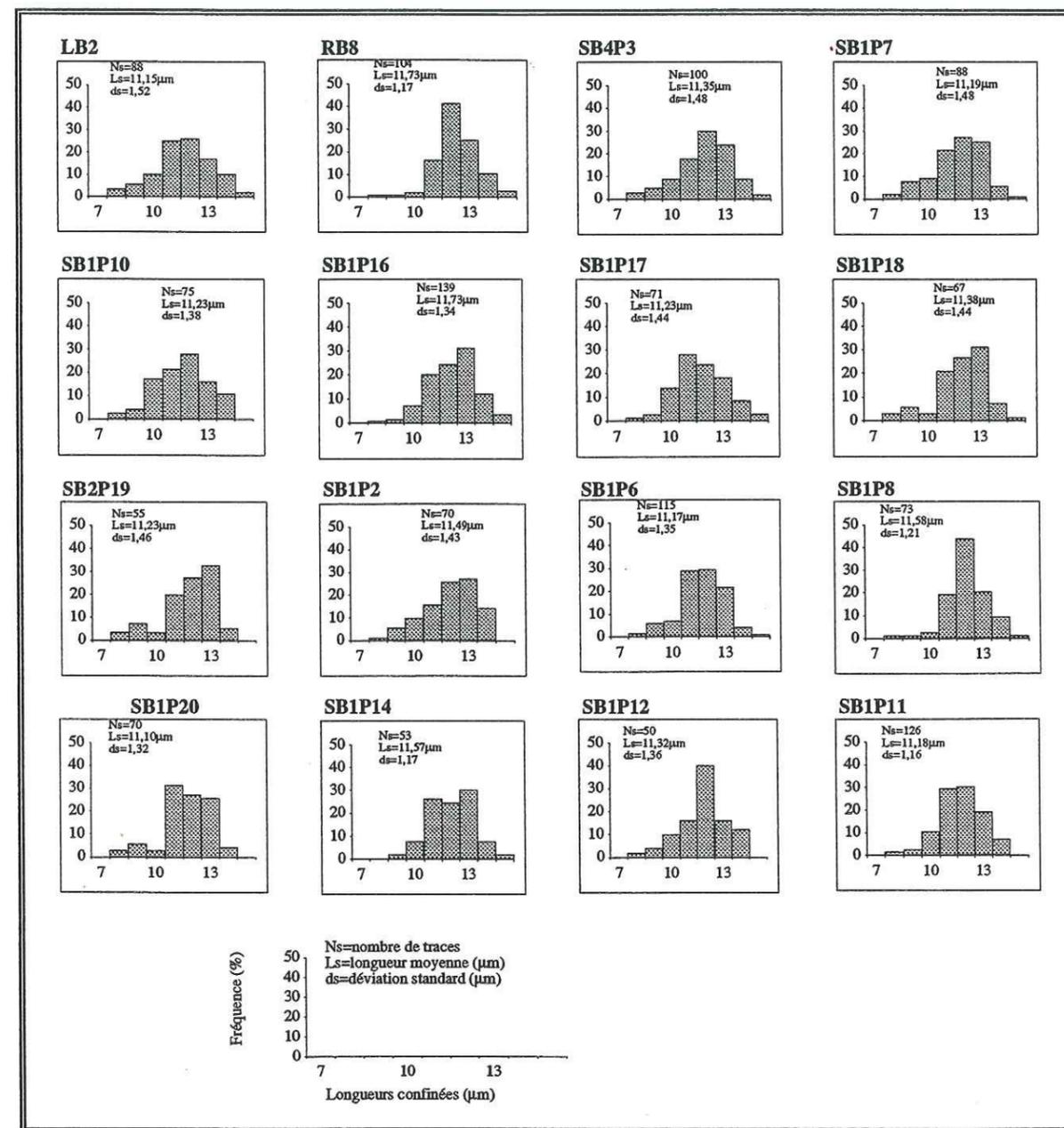


Figure III-8 : Distributions des longueurs des traces confinées fossiles pour les échantillons du massif des Rehamna (Maroc). Ns, Ls et ds sont respectivement le nombre de traces mesurées, la longueur moyenne des traces fossiles et la déviatoin standard.

Les mesures d'âges traces de fission et des longueurs confinées de traces fossiles ne montrent pas une différence significative entre les différents échantillons traités. Nous avons ainsi établi un diagramme âge apparent-longueur moyenne des traces confinées (Fig. III-9), afin d'établir, si elle existe, une relation entre ces deux données.

On en déduit ainsi, que les âges apparents n'appartiennent probablement qu'à une seule population d'âges qui montre des traces partiellement recuites pour donner une longueur moyenne de traces confinées courtes, environ 11  $\mu\text{m}$ , et un âge apparent plus jeune.

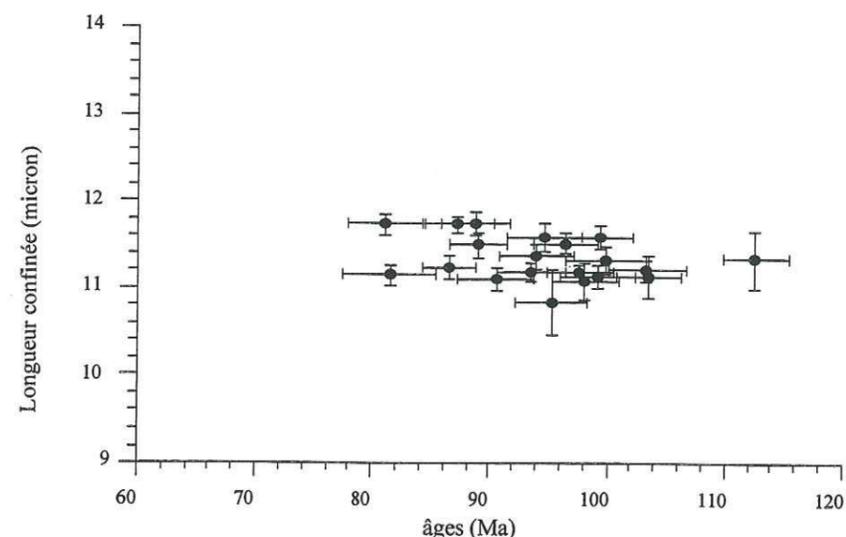


Figure III-9 : Relation âges traces de fission sur apatites-longueur moyenne de tous les échantillons traités.

#### 4-3-3 Ages traces de fission sur zircon

Le résultat de datation par les traces de fission de six échantillons de zircon issus du granite de Sebt Brikiine sont résumés dans le tableau III-3. Le détail des calculs effectués est consigné en Annexe (cf. Annexe D). Les âges obtenus ont été calculés à partir de l'équation 2' (Chap. I-3-1-1) avec un facteur zêta de  $372 \pm 13$  déterminé à partir de deux standards géologiques, Fish Canyon Tuff et Buluk Member Tuff (Chap. I-3-1-1). Ces âges ont une valeur comprise entre  $184,7 \pm 17,7$  Ma et  $202,9 \pm 18,7$  Ma pour cinq échantillons datés. Un échantillon présente un âge zircon de  $228,00 \pm 44,50$  Ma (échantillon SB1P11). Cet âge n'est donc pas représentatif car il correspond à l'âge d'un seul grain de zircon. On remarque que l'âge de cet échantillon a une erreur d'environ 20 % alors que pour les autres âges les erreurs ne dépassent pas 10 %.

Ech.	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^5/\text{cm}^2$	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^5/\text{cm}^2$	n	$\rho_d(962) \pm 1\sigma$ $\times 10^4 \text{ t/cm}^2$	$t(\text{app}) \pm 1\sigma$ (Ma)
P12	471	$89,95 \pm 4,14$	261	$49,84 \pm 3,09$	4	$5,987 \pm 0,155$	$200,64 \pm 15,48$
4P3	334	$63,78 \pm 3,49$	183	$34,95 \pm 2,58$	4	$5,987 \pm 0,155$	$202,92 \pm 18,66$
P20	495	$75,62 \pm 3,40$	287	$43,85 \pm 2,59$	5	$5,987 \pm 0,155$	$191,78 \pm 14,23$
P11**	80	$61,11 \pm 6,83$	39	$29,79 \pm 4,77$	1	$5,987 \pm 0,155$	$228,02 \pm 44,53$
P18	289	$73,59 \pm 4,33$	174	$44,30 \pm 3,36$	3	$5,987 \pm 0,155$	$184,69 \pm 17,72$
P2	530	$80,97 \pm 3,52$	313	$47,82 \pm 2,70$	5	$5,987 \pm 0,155$	$188,29 \pm 13,42$

Tableau III-3 : Ages traces de fission sur zircons des échantillons du massif de Sebt Brikiine. Ns (Ni),  $\rho_s$  ( $\rho_i$ ),  $\rho_d$  et n sont respectivement : le nombre de traces fossiles (induites) comptées, la densité des traces fossiles (induites), la densité des traces induites dans les verres moniteurs et le nombre de grains comptés. t : âges traces de fission en Ma. Les erreurs sont à  $1\sigma$  près.

\*\* : échantillon dont l'âge calculé à partir d'un seul grain, pour l'interprétation on y tiendra pas compte.

#### 4-3-4 Les "TFA" et la modélisation d'histoire thermique

Afin de reconstituer l'histoire thermique des Rehamna depuis le dernier refroidissement au-dessous de  $110^\circ\text{C}$ , nous avons traité nos données par le modèle d'optimisation de Gallagher *et al.* (1993).

Seize échantillons, pour lesquels nous disposons des distributions de traces confinées, ont été traités par ce modèle. Les histoires de refroidissement les plus probables, pour chaque échantillon, sont assez proches les unes des autres. Nous avons donné en illustration quatre exemples, dans la figure III-10. Cette dernière montre trois types de représentations graphiques, tout d'abord, le tracé de la courbe de refroidissement la plus probable, choisie parmi 500 histoires calculées (A), la distribution des longueurs confinées correspondante avec les valeurs mesurées et calculées (B) des différents paramètres traces de fission (âge, longueur moyenne des traces confinées et leur déviation standards) et enfin une troisième représentation (C) dans laquelle nous avons superposé les dix meilleures solutions. Cette dernière nous montre qu'il existe une bonne convergence des solutions. En général, l'histoire thermique des ces échantillons se caractérise par :

↳ un premier refroidissement au-dessous de la température  $110^\circ\text{C}$  qui aurait commencé vers 140-120 Ma (Crétacé inférieur) avec l'enregistrement de la première trace de fission fossile. Ce refroidissement est rapide au début, puis s'amortit vers 80-60 Ma (Crétacé supérieur). Les apatites ont alors atteint une température d'environ  $60^\circ\text{C}$  ;

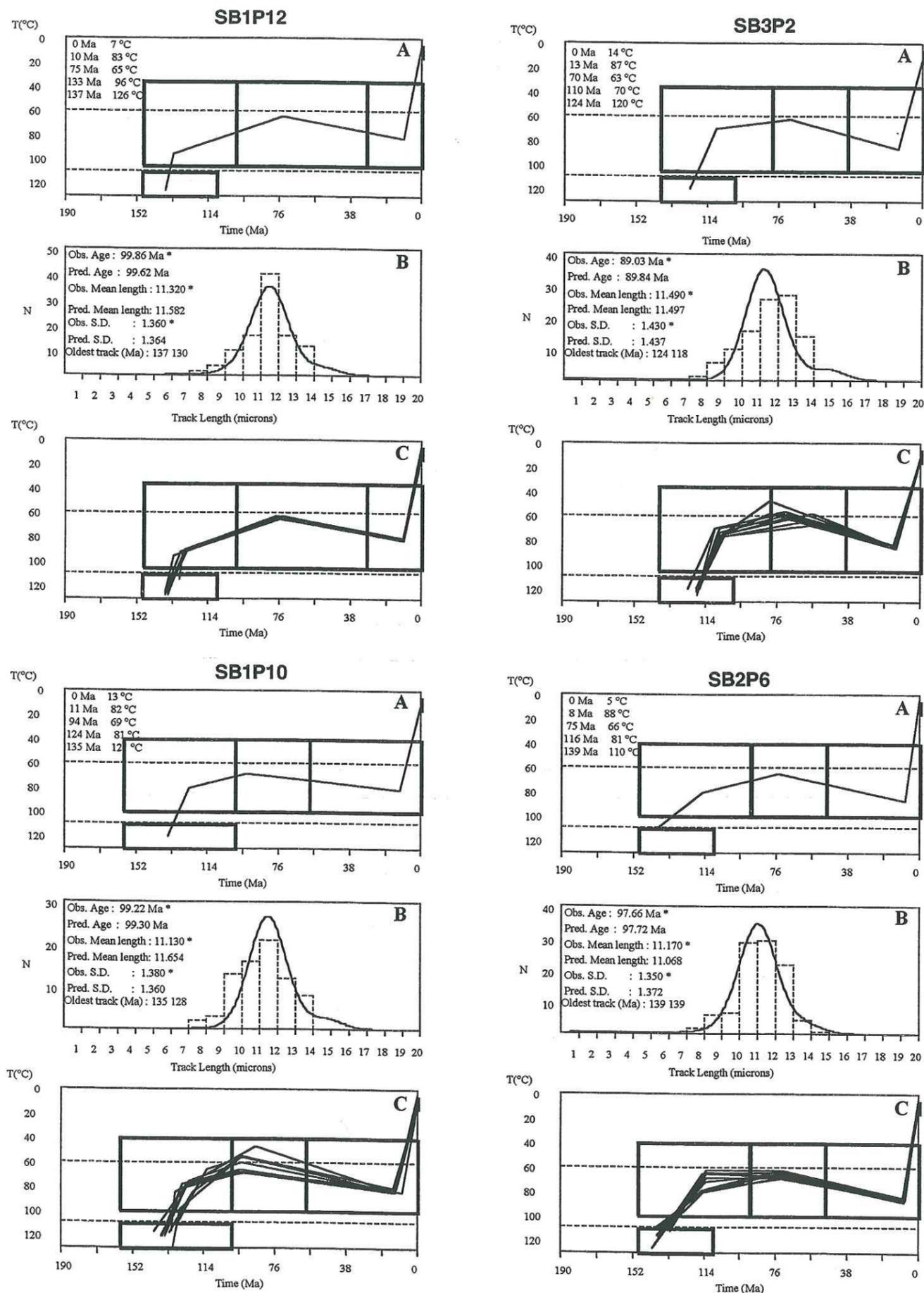


Figure III-10 : Résultats de l'optimisation de l'histoire thermique de quelques échantillons issus du granite de Sebt Brikiine. Nous n'avons présenté ici que quatre des exemples traités compte tenu du fait, que les histoires obtenues sont identiques.

↳ à partir de 80 - 60 Ma (Crétacé supérieur), on note un réchauffement progressif qui a affecté l'ensemble des massifs jusqu'au vers 15-10 Ma (Miocène moyen) où les apatites se retrouvent à une température d'environ 80-90°C ;

↳ enfin depuis le Miocène moyen, les massifs des Réhamna ont connu un dernier refroidissement continu jusqu'à l'actuel.

Du fait que tous les échantillons traités ont montré des solutions assez proches les uns des autres, nous nous sommes permis de superposer les résultats de tous les échantillons dans un seul graphique (Fig. III-11). Les limites de l'enveloppe reportée sur le graphe ont été estimées à partir de l'ensemble des histoires thermiques acceptées pour chaque échantillon traité.

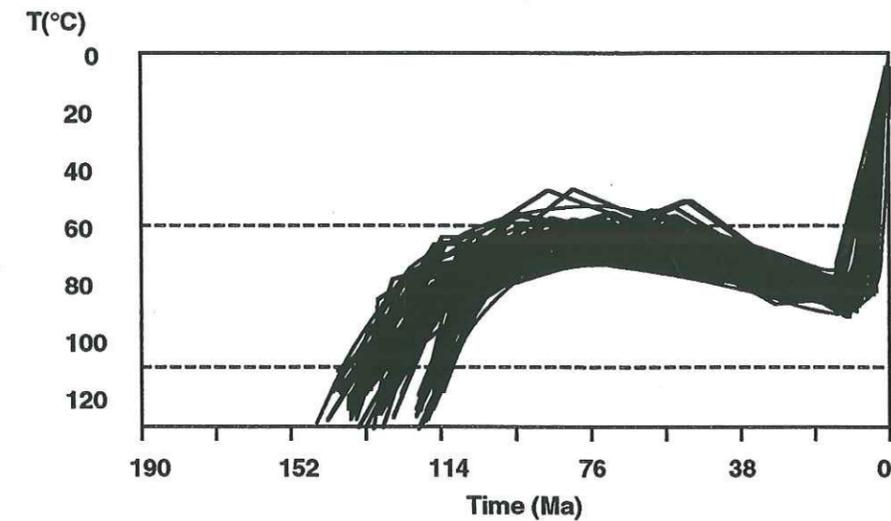


Figure III-11 : Résumé de l'histoire thermique des Réhamna après le dernier refroidissement au-dessous de l'isotherme 130°C +/- 10°C à partir de l'optimisation thermique des différents résultats obtenus sur apatites.

## 5- DISCUSSION

### 5-1 Ages zircon et rifting continental

Les âges TF sur zircons que nous avons obtenus dans six échantillons issus du massif granitique de Sebt Brikiine sont compris entre  $203 \pm 19$  Ma et  $185 \pm 18$  Ma (Jurassique inférieur). L'analyse des longueurs de traces confinées suggère que ces zircons ont connu un refroidissement rapide, c'est à dire qu'ils auraient franchi en quelques millions d'années tout au plus la zone de rétention partielle des traces (ZRP), entre environ 250°C et 180°C. Si l'on considère qu'au moment de ce refroidissement, tous ces échantillons, pris à moins de 15 km les uns des autres et avec des différences d'altitude inférieures à 200 m, appartenaient à une même unité tectonique, on peut considérer qu'ils ont traversé la ZRP de façon synchrone, vers  $194 \pm 7$  Ma.

La géochronologie isotopique indique pour l'ensemble de la Meseta marocaine un refroidissement au-dessous d'environ 250°C vers 280-270 Ma. Ainsi, dans le Maroc moyen hercynien, Tisserant (1977) avait obtenu, dans différentes formations, des âges K-Ar sur biotites variant de 275 ± 7 Ma à 272 ± 8 Ma.

Les données géochronologiques sur les Rehamna sont peu nombreuses : des âges K-Ar sur roche totale de 268 ± 6 Ma pour le granite de Sebt Brikiine et d'environ 265 Ma pour le leucogranite de Ras El Abiod (Mrini, 1985). Une datation K-Ar sur biotite d'un micaschiste confirme un refroidissement au-dessous d'environ 250°C vers 272 ± 8 Ma (Tisserant, 1977).

On peut donc supposer : soit que nos échantillons ont séjourné à ±250°C entre 270 Ma et 200 Ma, soit qu'ils aient pu être portés dès 270 Ma, avec l'érosion de la chaîne hercynienne à une température inférieure à 250°C. Mais, dans ce, cas ils auraient connu un réchauffement à plus de 250°C avant 200 Ma.

Dans la première hypothèse, en considérant un gradient géothermique de 30°C/km et une température de surface de 10°C, nos échantillons, initialement à une profondeur d'environ 8 km, se seraient trouvés portés, par dénudation rapide du massif vers 200 Ma, à une profondeur située au maximum vers 5,7 km et au minimum vers 3,3 km. Ces deux limites correspondent respectivement au sommet de la ZRP des zircons et à la base de celle des apatites (voir plus loin). La dénudation totale, dans l'évènement de 200 Ma, se situerait donc entre 4,7 et 2,3 km. Il s'agit d'une hypothèse extrême, puisqu'elle ne tient pas compte d'un possible évènement thermique vers 200 Ma.

Après l'orogénèse hercynienne, la Meseta marocaine demeure un domaine émergé au Permien et au Trias inférieur et moyen, époque d'érosion généralisée dans le Maroc africain (Michard, 1976). Ce n'est que vers 200 Ma que cette région connaît de profondes modifications, avec l'ouverture de l'Océan Atlantique central, qui se serait produite vers 200-175 Ma.

L'ouverture d'un rift proto-Atlantique est marquée par l'apparition, sur la marge atlantique (plateau de Mazagane, au large d'El Jadida) d'une série sédimentaire continentale d'âge Trias supérieur-Lias inférieur avec à la base un niveau conglomératique et gréseux d'âge Carnien (Trias moyen), daté par les pollen (Cousminer et Manspeizer, 1976) et un niveau supérieur qui est surtout évaporitique, daté du Lias inférieur par des coulées volcaniques. Il s'agit surtout de basaltes et de dolérites (Bertrand, 1987), dont les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sont compris entre 210,4 ± 2,1 Ma et 196,3 ± 1,2 Ma (Fiechtner *et al.*, 1992). Cette sédimentation est contemporaine d'une tectonique extensive d'âge triasico-liasique. Elle produit surtout des grabens et des demi-grabens dans différents bassins (bassin d'El Jadida, d'Essaouira) orientés NE-SW et limités d'une part, sur leur bordure orientale, par des failles normales NE-SW raides et d'autre part par des failles transformantes E-W (Heyman, 1989). Les bassins du domaine mesetien sont limités par des failles NE-SW à pendage très fort (60 à 90°) qui correspondent souvent à des rejeux de failles hercyniennes (Laville et Piqué, 1991; Le Roy, 1994).

Les premiers sédiments marins au sens strict sont d'âge Lias-Bajocien moyen (calcaire à stromatolithes). La première croûte océanique a pris place vers la fin du Lias, il y a 175 Ma (Klitgord et Schouten, 1986).

Cette ouverture océanique s'est accompagnée de manifestations volcaniques. Des basaltes tholéïtiques de la marge ouest-atlantique, de l'Ibérie au Mali, ont fait l'objet de plusieurs datations. Dans le SW de l'Ibérie, Sebaï *et al.* (1991) ont obtenu, sur différents échantillons du dyke de Messajana, des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur plagioclases compris entre 204,7 ± 2,5 Ma et 198,8 ± 1,7 Ma. Ces auteurs ont aussi daté par la même méthode, sur plagioclase, le filon tholéïtique du dyke de Foum-Zguid (Anti-atlas, Maroc) à 196,9 ± 1,8 Ma. Ce dernier dyke avait déjà été daté auparavant, par K-Ar sur roche totale, les âges obtenus variant de 186 à 191 Ma (Hailwood et Mitchell, 1971). De même, Sebaï *et al.*, (1991) ont obtenu, toujours par la même méthode, pour le dyke basaltique de Ksi-Ksou (au SW de l'Algérie) un âge de 198 ± 1,8 Ma et enfin sur un filon de Taoudeni (au Nord du Mali) un âge de l'ordre de 200 Ma.

Les datations de Bertrand (1987), Fiechtner *et al.*, (1992), Sebaï *et al.*, (1991) et Hailwood et Mitchell (1971) ont donc montré l'existence vers 200 Ma d'une brève période de magmatisme basique liée à l'ouverture de l'Atlantique.

Si les zircons des Rehamna datés par traces de fission étaient déjà refroidis peu avant 200 Ma à une température inférieure à 250°C, ils auraient donc pu se trouver portés transitoirement à une température supérieure du fait de l'ouverture à l'Ouest de l'Océan Atlantique, en raison soit d'une élévation transitoire du gradient géothermique accompagnant l'amincissement crustal lié au rifting, soit d'un réchauffement, éventuellement associé à un hydrothermalisme, accompagnant le magmatisme basique qui s'est exprimé vers 200 Ma, soit enfin d'une combinaison de ces deux processus.

Le massif des Rehamna semble en effet avoir enregistré un phénomène thermique synchrone des manifestations magmatiques associées au rifting. On y relève, comme dans le Haut Atlas, des âges K-Ar sur fractions fines des micaschistes du socle hercynien de 208 ± 5 Ma à 206 ± 7 Ma (Raïs, 1990). Ces âges pourraient, selon Raïs, correspondre à celui soit d'une paragenèse secondaire ou d'une recristallisation d'argiles interstratifiées, soit à une réhomogénéisation des systèmes K-Ar des micas hercyniens.

Dans les micaschistes des Rehamna centraux, Huon *et al.* (1993) ont observé une paragenèse à smectites-interstratifiées, qui peut représenter jusqu'à près de 90% des minéraux de granulométrie <0,4 µm, et est surtout présente dans la fraction <0,2 µm. Ces minéraux de basse température représentent une paragenèse tardive. Des datations K-Ar de la fraction <0,4 µm donnent des âges vers 206 à 220 Ma, très inférieurs à ceux, compris entre 241 ± 8 Ma et 306 ± 7 Ma, des phyllites plus grossières. Les fractions fines n'étant pas uniquement constituées de minéraux de néoformation, l'âge de la paragenèse de basse température serait donc inférieur à 206 Ma. Nos résultats sur les Rehamna permettent de suggérer que l'évènement daté vers 194 Ma par les zircons pourrait correspondre à celui de cette paragenèse. Dans ce cas, elle se serait produite à une température au moins égale à 250°C.

## 5-2 Ages apatite et histoire thermique post-triasique

Les âges traces de fission sur apatite obtenus dans les différents massifs granitiques des Rehamna sont inférieurs à ceux obtenus sur zircons. Dans le massif de Sebt Brikiine, ils sont compris entre  $112,6 \pm 2,78$  Ma et  $86,6 \pm 2,3$  Ma (Crétacé supérieur). Les deux échantillons des pointements granitiques de Hjr El Bark et Ras El Abiod présentent les âges traces de fission les plus jeunes des Rehamna occidentaux, avec respectivement  $81,5 \pm 4$  Ma et  $81,1 \pm 3,3$  Ma. Ces deux granites sont séparés de celui de Sebt Brikiine par la faille des Ouled Zednes et leurs âges, bien que marginalement différents de ceux du granite de Sebt Brikiine, ne s'en distinguent pas à  $\pm 2\sigma$  près. Leurs histoires thermiques, telles que proposées par le modèle de Gallagher *et al.* (1993), ne se distinguent d'ailleurs pas de celle du granite de Sebt Brikiine.

L'histoire thermique obtenue en superposant les cinquante meilleures histoires de refroidissement de chaque échantillon daté est montrée dans la figure III-11. Nous n'avons pas séparé dans ce diagramme les histoires des granites de Hjr El Bark et Ras El Abiod de celles du granite de Sebt Brikiine. Les premières traces de fission seraient enregistrées à partir de  $130 \pm 10$  Ma, soit vers la limite Jurassique-Crétacé (située à 135 Ma dans l'échelle d'Odin, 1994). On peut donc supposer qu'entre le moment du refroidissement au-dessous de  $180^\circ\text{C}$  daté par les zircons, il y a 200 Ma, et environ 130 Ma, les apatites ont été maintenues à une température supérieure à  $110^\circ\text{C}$ . Alternativement, elles auraient pu se trouver portées, dans cet intervalle de temps, dans une région superficielle, où la température ambiante était inférieure à  $110^\circ\text{C}$ , mais dans ce cas, elles auraient dû, peu avant 130-140 Ma, être réchauffées au-delà de cette température-seuil.

Après l'ouverture de l'Océan Atlantique, l'ensemble du Maroc a été soumis à un régime de soulèvement et d'érosion plus ou moins continu, marqué par des dépôts conglomératiques continentaux qui remplissent les bassins bordiers. Ce soulèvement serait lié à la remontée de la marge continentale ou à une baisse eustatique (Haq *et al.*, 1987) ou bien à la superposition des deux phénomènes. Ce régime, observé aussi bien dans la Meseta que dans le Haut Atlas, se serait maintenu pendant le Jurassique et le Crétacé (Michard, 1976). Nos échantillons auraient donc connu, en supposant un gradient géothermique stable, une histoire de refroidissement plus ou moins continue au cours de cette période.

La courbe de refroidissement progressif entre environ 130 Ma et la fin du Crétacé suggérée par le modèle de Gallagher (Fig III-11) s'accorderait bien avec les données géologiques : en effet, pendant qu'une transgression commençait dès le Néocomien, vers 135 Ma (d'après l'échelle stratigraphique, Odin, 1994), à envahir les bassins voisins (bassin d'El Jadida-Agadir à l'Ouest, bassins de Haouz et de Bahira au Sud), les Rehamna continuaient toujours à se soulever et leur érosion enrichissait les dépôts conglomératiques de ces bassins (Medina, 1994). L'érosion des Rehamna s'est poursuivie jusqu'au Crétacé supérieur, où elle s'est achevée par l'arrivée d'une transgression généralisée atteignant même les massifs hercyniens émergés (Michard, 1976).

La courbe de refroidissement de la figure III-11 suggère pour le Crétacé un refroidissement monotone, continu, allant en s'amortissant jusque vers le sommet du Crétacé et elle pourrait donc

correspondre à la fin de l'histoire de dénudation (refroidissement) des Rehamna au Jurassique-Crétacé. En considérant un gradient géothermique de  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ , on obtient, entre 130 Ma et 70 Ma une érosion d'environ 1300 m, soit un taux moyen d'érosion de  $0,024$  mm/an. A la fin du Crétacé, nos échantillons, portés à une température d'environ  $70^\circ\text{C}$ , se trouveraient encore à une profondeur d'environ 2000 m.

La limite Jurassique-Crétacé a été marquée par des manifestations volcaniques en divers points du Maroc. Ainsi, des émissions de basaltes et de dolérites situées à la limite Jurassique-Crétacé dans le Haut Atlas de Beni Mellal (Rolley, 1973), situé au Sud-Est des Rehamna, ont été datées par la méthode K-Ar sur plagioclase et les âges obtenus sont  $125 \pm 2$  Ma et  $119 \pm 3$  Ma (Westphal *et al.*, 1979). De même dans le Haut Atlas occidental, des magmas basaltiques du même âge ont fait l'objet de plusieurs datations, comme celles de Ferrandini *et al.* (1991) qui ont trouvé des âges K-Ar sur roche totale et sur plagioclase de  $156 \pm 7$  Ma et  $128 \pm 8$  Ma (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur).

Une phase magmatique aurait donc encadré la limite Jurassique-Crétacé. Si nos échantillons s'étaient trouvés, immédiatement avant cette phase, dans une position superficielle, où la température ambiante était déjà proche de  $60-80^\circ\text{C}$ , un éventuel réchauffement transitoire au-delà de  $110^\circ\text{C}$  sous l'influence thermique d'un magmatisme sous-jacent aurait sans doute été suivi d'un refroidissement rapide, ce qui serait en contradiction avec la courbe de refroidissement de la figure III-11. Nous interprétons donc cette partie de la courbe, entre 130 Ma et 65 Ma, comme l'atténuation progressive de l'érosion du massif des Rehamna.

Entre le Crétacé terminal et le Miocène moyen (10-13 Ma), le modèle de Gallagher propose un réchauffement continu de nos échantillons, qui passeraient d'environ  $70^\circ\text{C}$  à  $90^\circ\text{C}$ , ce qui équivaudrait, dans l'hypothèse choisie pour le gradient géothermique, à un enfouissement progressif sous une pile sédimentaire atteignant au Miocène moyen un total de près de 670 m.

Durant le Paléogène et jusqu'au Miocène moyen, la mer a recouvert la Meseta marocaine et des dépôts de plate-forme ont été déposés de façon plus ou moins continue, sur des épaisseurs variables, mais pouvant atteindre localement plusieurs milliers de mètres, comme dans le plateau des phosphates où l'épaisseur est de 4000 m à 6000 m (Michard, 1976).

Dans les Rehamna occidentaux, les formations cénozoïques n'affleurent que sous forme de quelques pointements tel l'affleurement du Ganntour. Tandis qu'à l'Ouest, dans le bassin de Doukkala, une série sédimentaire tabulaire atteint par endroits une épaisseur de 2800 m à 3000 m (Le Roy, 1994). Cet ensemble repose en discordance sur les terrains paléozoïques bordant la limite ouest des Rehamna par l'intermédiaire d'une mince série triasico-jurassique. Il n'est donc pas déraisonnable de proposer, pour rendre compte de l'allure de la figure III-11, une accumulation d'environ 700 m de sédiments entre la fin du Crétacé et le Miocène moyen.

La dernière partie de la courbe de la figure III-11 suggère depuis le Miocène moyen une dénudation importante du massif des Rehamna, à un taux moyen de  $0,20$  mm/an. On sait que le Maroc a connu à cette époque, comme conséquence d'une tectonique compressive due à une reprise du mouvement de l'Afrique vers l'Eurasie, un soulèvement majeur généralisé. Ce mouvement, qui a débuté vers la fin de l'Eocène dans les domaines atlasiques s'est accéléré au Miocène moyen. Dans le domaine rifain, le soulèvement n'a été observé que depuis le Miocène moyen. Le brusque

changement de la courbe de refroidissement vers 13-10 Ma pourrait donc correspondre à une reprise de l'érosion importante en liaison avec la surrection généralisée du Maroc occidental depuis le Miocène moyen.

## 6- CONCLUSION

Les résultats traces de fission obtenus sur zircons et apatites dans les massifs granitiques des Rehamna, permettent de proposer une histoire de refroidissement (dénudation) de ces massifs depuis la limite Trias-Jurassique. En tenant compte des autres données isotopiques actuellement disponibles sur ces granites et leur encaissant métamorphique, l'histoire thermique post-métamorphique des Rehamna pourrait s'établir ainsi :

- 1- Après la phase de mise en place des granites de la Meseta occidentale, vers 270 Ma (Tisserant, 1977 et Mrini, 1985), le massif des Rehamna passerait rapidement vers 270 Ma d'une température de plus de 320°C à moins de 250°C (Fig. III-12). Ce refroidissement rapide, connu dans l'ensemble du Maroc hercynien, correspond au soulèvement et à l'érosion de la chaîne hercynienne.
- 2- Entre 270 Ma et 200 Ma, on ne connaît pas l'histoire thermique des Rehamna. Nos échantillons ont-ils séjourné constamment à plus de 250°C (trajet 1, Fig. III-12) ou ont-ils été refroidis rapidement à moins de 250°C il y a 270 Ma, puis plus lentement ensuite, en appartenant à un domaine émergé soumis à l'érosion? Dans ce cas, on doit évoquer un réchauffement à une température supérieure à 250°C lié à l'ouverture de l'Atlantique central, vers 200 Ma (trajet 2, Fig. III-12).
- 3- Vers 200 Ma, avec l'atténuation rapide des effets thermo-tectoniques liés à cette ouverture océanique, les zircons des Rehamna sont refroidis à moins de 180°C.
- 4- De 200 Ma à environ 135 Ma, les Rehamna, comme une bonne partie de la Meseta, émergés, seraient soumis à l'érosion. Le refroidissement progressif proposé par le modèle de Gallagher entre 135 Ma et 70 Ma correspondrait donc à la continuation au Crétacé des mêmes processus.
- 5- L'augmentation de la température obtenue par modélisation des données traces de fission sur apatite pourrait correspondre à un enfouissement des Rehamna sous environ 700 m de sédiments, consécutif à la transgression qui a envahit la Meseta à partir du Maastrichtien.
- 6- Enfin, depuis cette époque, la dénudation du massif aurait repris à un rythme plus accéléré, accompagnant le soulèvement de la chaîne du Rif et une reprise de la montée des chaînes atlasiques.

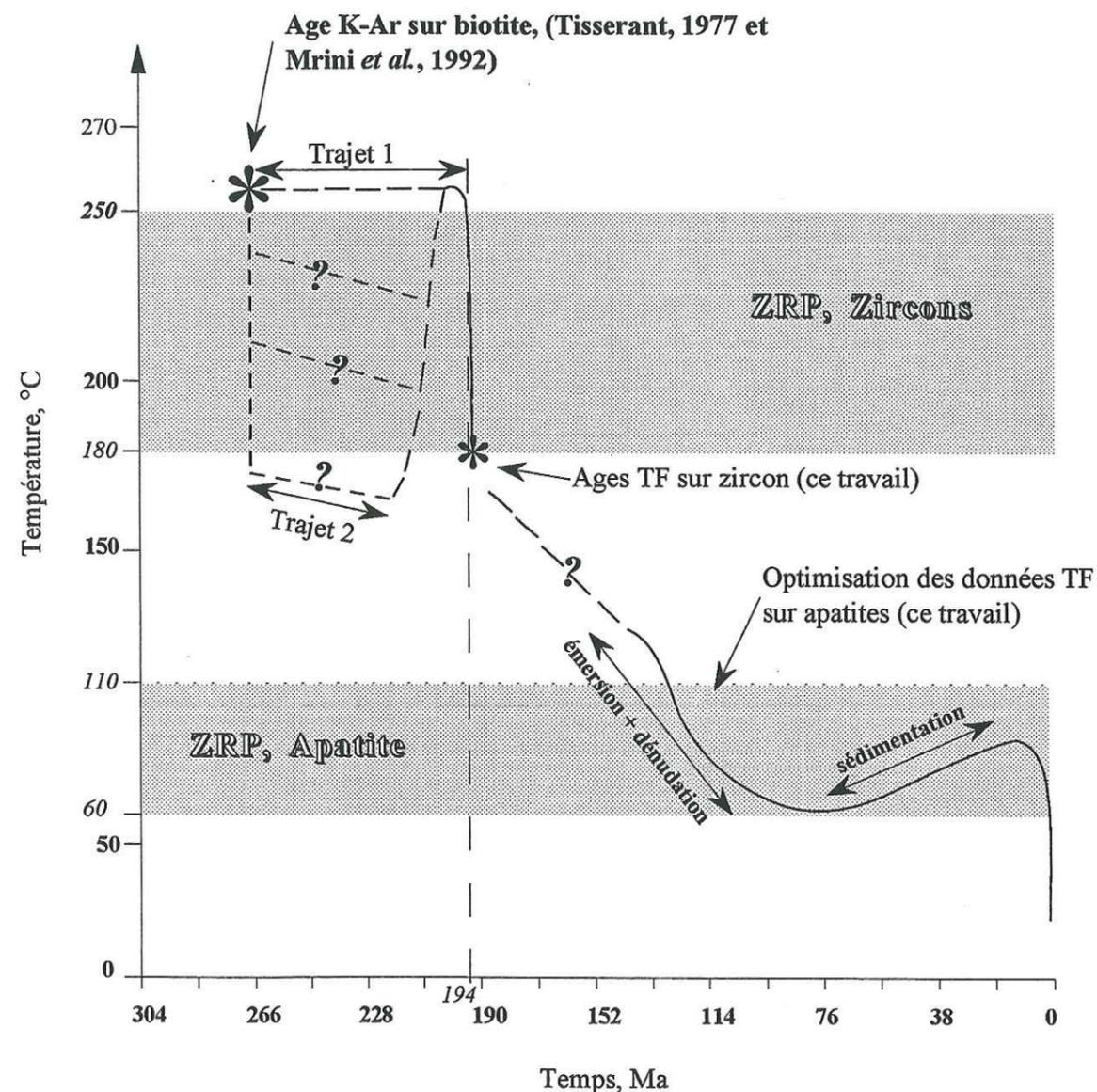


Figure III-12 : Reconstitution d'une histoire thermique des massifs granitiques des Rehamna.

## REFERENCES

### Chapitre -III-

- AGAR S.M., R.A. CLIFF, I.R. DUDDY & D.C. REX, (1992). Short paper : Accretion and uplift in the Shimanto belt, SW Japan. *Journal of the Geological Society*, **146**, 893-896.
- BERTRAND H., (1987). New data on Mesozoic tholeiites in northwest Africa : implications on their origin and geodynamic significance, in MATHEIS G. & H. SCHANDELMEIER éd., Current research in African earth sciences, Balkema, Rotterdam, 257-260.
- BOUYBAOUENE M.L. & F. MEDINA, (1986). signification des structures circulaires visibles dans le granite de Sebti Brikiine (Rehmana), Journées Géologiques et Minière marocaines, Rabat.
- BREDE R., M. HAUPTMANN & H.G. HERBIG, (1992). Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco- The Mesozoic-Cenozoic development of the central High Atlas and the Middle Atlas. *Geologische Rundschau*, **81/1**, 127-141.
- CHUBERT G., A. FAURE-MURET & L. HOTTINGER, (1971). La série stratigraphique de Tarfaya (Maroc sud-occidental) et le problème de la naissance de l'Océan atlantique. *Notes Serv. Géol. Maroc*, **31**, 237, 29-40.
- COUSMINER H.L. & W. MANSPEIZER, (1976). Triassic pollen date Moroccan High Atlas and the incipient rifting of Pangea as Middle Carnian. *Science*, **199**, 943-945.
- DIOT H., (1989). Mise en place des granitoïtes hercyniens de la Meseta marocaine. Etude structurale des massifs de Sebti Brikiine (Rehmana), de Zaër et d'Oulmès (Massif central) et d'Aouli Bou Mia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques. Thèse de Doctorat de troisième cycle de l'Université de Toulouse, 182p.
- DUNNING G.R. & J.P. HODYCH, (1990). U / Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States : implications for the age of the Triassic / Jurassic boundary. *Geology*, **18**, 795-798.
- EL HASSANIA, (1991). La zone de Rabat-Tiflet : Bordure nord de la chaîne calédonno-hercynienne du Maroc. *Bull. de l'Institut Scientifique*, **15**, Rabat.
- FERRANDINI J., M. AMRHAR, M. G. BONHOMME, J.J. CORNEE & G. VIVIER, (1991). Premières données sur un magmatisme et des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyses K-Ar). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, II, 1351-1357.
- FIECHTNER L., H. FRIEDRICHSEN & K. HAMMERSCHMIDT, (1992). Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from central Morocco. *Geol. Rundsch.*, **81**, 45-62.
- GALBRAITH R.F., (1981). On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, **13**, N°6, 471-477.
- GALLAGHER K., C.J. HAWKESWORTH, M.S.M. MANTOVANI, (1993). The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from fission track data. *J. Geophys. Res.*, accepté.

- HAILWOOD E.A. & J.G. MITCHELL (1971). Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in south Morocco. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **41**, 213-236.
- HAQ B.U., J. HARDENBOL & P.R. VAIL, (1987). Chronology of fluctuating sea-level since the triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- HEYMAN M.A.W., (1989). Tectonic and depositional history of the Moroccan continental margin, in TANKARD A.J. & H.R. BALKWILL éd., Extensional tectonics and stratigraphy of the north Atlantic margin. *A.A.P.G.*, Memoire 46, **21**, 323-340.
- HUON S., CORNEE J.J., PIQUÉ A., RAIS N., CLAUER N., LIEVING N. & ZAYANE R., (1993). Mise en évidence au Maroc d'événements thermiques d'âges triasico-liasique liés à l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 164, N°2, 165-176.
- KLITGORD K.D. & H. SCHOUTEN, (1986). Plate kinematics of the central Atlantic, in P.R. VOGOT & B.E. TUCHOLKE (éd.), The Geology of North America, vol. M, The western North Atlantic region, *Geol. Soc. Am.*, 351-378.
- LAVILLE E. & A. PIQUÉ, (1991). La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 162, N°6, 1161-1171.
- LE PICHON X., (1971). La genèse de l'Atlantique nord. *La Recherche*, **8**, p. 21.
- LE ROY P., A. PIQUE, L. AIT BRAHIM, M. BOUABDELLI, A. DEMANTI, A. TAHIRI & M. ZAHRAOUI, (1994). Interprétation des données sismiques sur la zone des Doukala (Maroc occidental) : Géométrie des bassins triasico-liasiques; cinématique du rifting atlantique. *Bull de l'Inst. Scientifique*, Rabat, accepté.
- MANSOUR E., (1991). Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et des Jbilet (Meseta marocaine). Thèse de doctorat de troisième cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 197p.
- MEDINA F., (1994). Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique-Europe. Doctorat d'Etat de l'Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat, 272p.
- MICHARD A., (1976). Elément de géologie marocaine. *Notes et Memoires Serv. Géol.*, N°1, 9-24.
- MICHARD A., (1982). Le massif Paléozoïque des Rehanna (Maroc) Stratigraphie, Tectonique et Petrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes et Memoires Serv. Géol.*, N°303, 180p.
- MICHARD A., C. HOEPPFNER & P. JENNY, (1978). Le couloir de cisaillement calédonno-hercynien de la Meseta occidentale sur la transversale de Mechra-Ben Abbou (Rehanna, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, t. XX, N°6, 889-894.
- MRINI Z., (1985). Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse université, Clermont II. 156p.
- MRINI Z., RAFI A., DUTHOU J.L. & VIDAL P. (1992). Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc: conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, t.163, N°3, 281-291.
- ODIN G.S., (1994). Geological time scale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 318, 50-71.
- PIQUÉ A. & A. MICHARD, (1989). Moroccan hercynides : A Synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the Northern margin of West Africa. *Amer. Journal of Science*, **289**, 286-330.

RAIS N., (1992). Caractérisation minéralogique, cristallographique et isotopique K-Ar d'un métamorphisme polyphasé de faible intensité. Exemple : les grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Thèse Doct. Université Bretagne Occidentale. 193p.

ROLLEY J.P., (1973). Etude géologique de l'Atlas d'Afourer-Haut Atlas Central, Maroc. Thèse 3ème cycle, Grenoble. 180p.

SEBAI A., G. FERRAUD, H. BERTRAND & J. HANES, (1991).  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **104**, 455-472.

TISSERANT D., (1977). Les isotopes de strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasique et mesetiens. *Thèse 3ème cycle*, strasbourg, 103p.

WESTPHALM., R. MONTIGNY, R. THUIZAT, C. BARDON, A. BOSSERT & R. HANZEH, (1979). Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et créacé du Maroc. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 2150-2164.

## **CHAPITRE -IV-**

### **AUTRES APPLICATIONS**

*AUTRES APPLICATIONS*

**1- INTRODUCTION GENERALE**

Une question toujours d'actualité pour les méthodes de datation isotopique est la disponibilité de bons échantillons étalons. Dans la datation par la méthode des traces de fission, on peut considérer que de ce point de vue la situation est «relativement» satisfaisante pour les minéraux usuels. En revanche pour les verres volcaniques, la situation au début des années 90 était loin de l'être. C'est ce qui a incité notre équipe, en raison de ses implications dans la datation du volcanisme acide, à s'intéresser à cette question, traitée à partir des macusanites (obsidienne du SE péruvien), selon une suggestion de Hurford (1990a et b). Les résultats de ce travail ont fait l'objet de deux articles..

Par ailleurs, j'ai été amenée à travailler sur le problème de la dénudation de la granodiorite de Monte Capanne (île d'Elbe, Italie).

Enfin, j'ai participé à l'étude par traces de fission d'échantillons de sédiments créacés prélevés lors des plongées sous-marines le long de la marge transformante de la côte d'Ivoire-Ghana, dans le cadre du projet EQUANAUTE.

Les résultats de ces travaux ont fait l'objet de quatre articles qui constituent ce dernier chapitre.

***2- MACUSANITES***

## 2- MACUSANITE

### 2-1- Les macusanites : un standard géologique pour la datation par les traces de fission

Vers la fin des années 80, on ne disposait pas d'échantillons étalons pour la datation des verres volcaniques disponibles en quantité suffisante. En effet, les seuls échantillons internationalement reconnus étaient des tectites : soit les australites (0,7 Ma) d'Australie et du SE asiatique, soit les moldavites d'Europe centrale (16 Ma). En 1990, Hurford soulignait ce problème (Hurford 1990 a et b) au nom de la Sous-Commission de Géochronologie de l'I.U.G.S. (International Union of Geological Sciences) et suggérait qu'un matériel comme les macusanites, pourrait remplir ce rôle.

Notre équipe s'est intéressée à ce problème à partir d'un échantillonnage d'une vingtaine de Macusanites rapportées du Pérou par l'un d'entre nous (G. Poupeau). La conclusion de ce travail, exposée dans les deux articles qui suivent, est que les Macusanites ne semblent pas convenir comme matériel étalon.

En 1993, la question de la disponibilité de bons étalons géologiques d'âges pour la datation par traces de fission des verres a commencé à trouver solution avec la proposition de G. Bigazzi d'utiliser la phase vitreuse de la rhyolite de Roccastrada (Bigazzi *et al.*, 1993).

### 2-2- Datation par TF des macusanites et âge des ignimbrites de Macusani

Les macusanites que nous avons datées sont des galets d'obsidienne rencontrés en tant que matériel détritique au sein même et aux alentours du massif ignimbritique de Macusani. A l'époque où nous avons effectué notre travail, Cheilletz *et al.*, 1990 travaillaient sur la géochronologie par  $^{39}\text{Ar}$  /  $^{40}\text{Ar}$  de ce massif. Ces deux approches géochronologiques devaient d'ailleurs être présentées indépendamment au même symposium en 1990 (Symposium International «Géodynamique Andine», Grenoble, 1990). Alain Cheilletz et ses collaborateurs ayant trouvé que deux de leurs ignimbrites présentent une inclusion d'obsidienne de même composition que les macusanites, nous les a confiées pour la datation par les traces de fission. Ces échantillons proviennent du secteur de Chapi (Fig. IV-1).

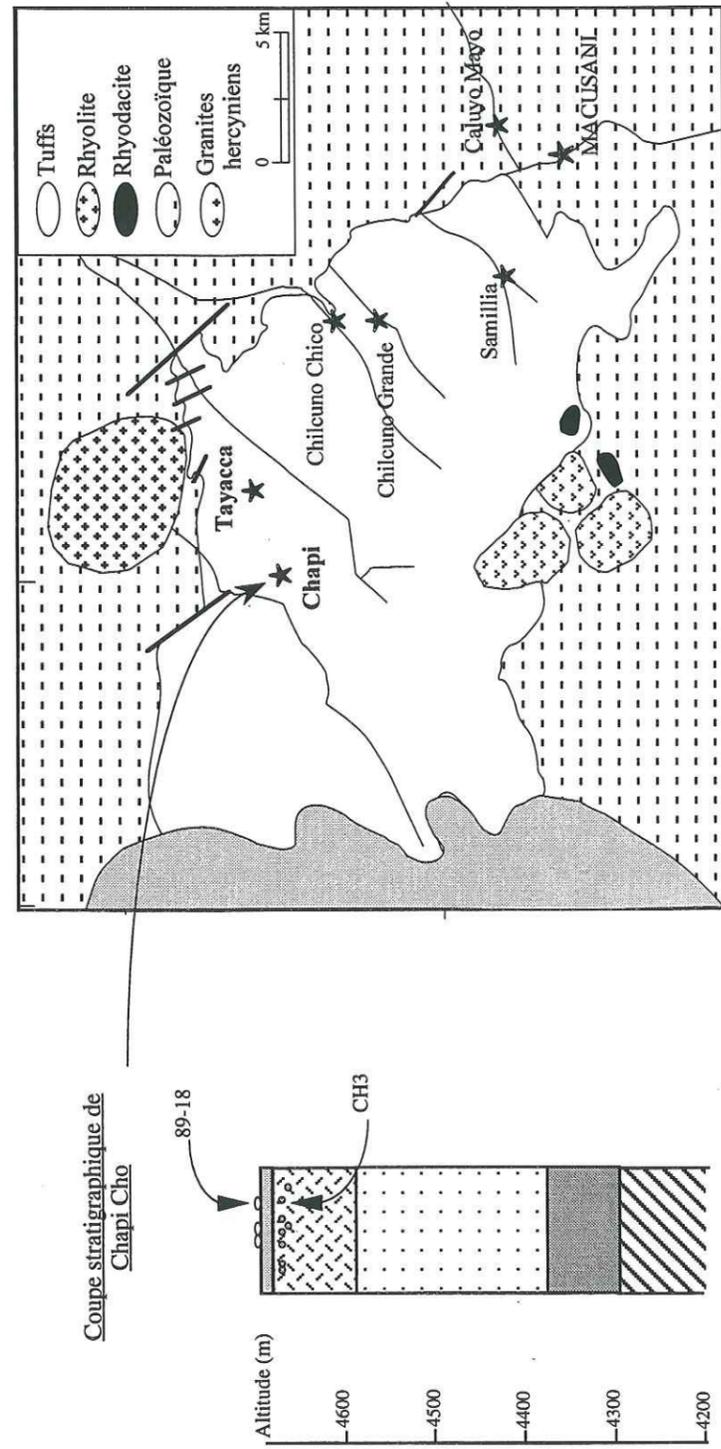


Figure IV-1 : Carte géologique simplifiée montrant les différentes venues volcaniques de MACUSANI avec localisation du site de Chapi et l'emplacement des échantillons prélevés de ce site. D'après Poupeau et al., 1993.

Comme dans les macusanites, les traces fossiles de ces échantillons présentent un certain effacement, comme le montrent les rapports de leurs diamètres moyens fossiles / induites,  $D_f / D_i$  inférieurs à 1 (Tab. IV-1). Ils sont donc traités par âges plateaux (Tab. IV-2). Les âges plateaux obtenus pour les deux échantillons Ma98-18 et CH3 sont respectivement de  $7,06 \pm 0,36$  Ma ( $1\sigma$ ) et  $6,72 \pm 0,29$  Ma ( $1\sigma$ ). Ces résultats sont concordants avec les âges  $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$  sur sanidine obtenus par Cheilletz et al., (1992). En effet, les âges  $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$  des niveaux dont nos échantillons sont issus sont de  $6,7 \pm 0,2$  Ma ( $2\sigma$ ), pour le niveau du Ma89-18 et de  $6,8 \pm 0,1$  Ma ( $2\sigma$ ) pour le niveau du CH3.

Tableau IV-1

Ech.	Fluence $\times 10^{15}$ n/cm <sup>2</sup>	Recuit °C/H	Temps d'attaque (seconde)	ns	Ns	$\rho_{s_s} \pm 1\sigma$ 10 t/cm <sup>2</sup>	ni	Ni	$\rho_{i_s} \pm 1\sigma$ 10 t/cm <sup>2</sup>	$t \pm 1\sigma$ (Ma)	$D_f/D_i \pm 1\sigma$
89-18	1,14 ± 0,02	0	95	39	364	17,50 ± 0,92	42	1094	233 ± 7,04	5,12 ± 0,32	0,89 ± 0,06
	1,42 ± 0,01	0	110	213	609	26,40 ± 1,07	155	2013	454 ± 10,12	4,94 ± 0,25	0,82 ± 0,03
	1,14 ± 0,02	215/1	95	204	551	20,00 ± 0,85	105	1364	270 ± 7,31	5,05 ± 0,26	(n.m.)
	1,14 ± 0,02		125	135	470	26,40 ± 1,22	135	1439	322 ± 8,50	5,59 ± 0,31	(n.m.)
	1,14 ± 0,02	215/2	110	199	950	36,00 ± 1,17	200	2340	356 ± 7,32	6,89 ± 0,29	0,98 ± 0,03
	1,42 ± 0,01	215/2	110	152	592	36,00 ± 1,50	42	1923	433 ± 9,64	7,06 ± 0,36	0,99 ± 0,03
	CH3	1,14 ± 0,02	0	95	43	373	16,70 ± 0,86	58	1478	228 ± 5,93	4,99 ± 0,30
1,42 ± 0,01		0	110	53	433	15 ± 0,72	68	1565	240 ± 6,06	5,31 ± 0,30	0,83 ± 0,03
1,14 ± 0,02		215/1	95	236	638	20 ± 0,79	100	1321	270 ± 7,43	5,05 ± 0,26	0,95 ± 0,03
1,14 ± 0,02		215/1	125	137	467	25,8 ± 1,19	100	1169	353,6 ± 10,34	4,97 ± 0,28	0,94 ± 0,02
1,14 ± 0,02		215/2	110	200	1005	38 ± 1,19	130	1660	386 ± 9,47	6,72 ± 0,29	0,99 ± 0,03

Tableau IV-2

Ech.	Fluence $\times 10^{15}$ n/cm <sup>2</sup>	Recuit (°C)	Durée de recuit (h)	Temps d'attaque (secondes)	Traces fossiles	$D_s \pm 1\sigma$ (µm)	Traces induites	$D_i \pm 1\sigma$ (µm)	$D_f/D_i \pm 1\sigma$
89-18	1,14 ± 0,02	0	0	95	99	2,56 ± 0,03	45	2,86 ± 0,06	0,89 ± 0,06
	1,42 ± 0,01	0	0	110	109	2,6 ± 0,02	101	3,30 ± 0,03	0,82 ± 0,03
	1,14 ± 0,02	215	2	110	106	1,77 ± 0,02	103	1,80 ± 0,02	0,98 ± 0,03
	1,42 ± 0,01	215	2	110	101	2,36 ± 0,02	102	2,39 ± 0,02	0,99 ± 0,03
CH3	1,14 ± 0,02	0	0	95	45	2,01 ± 0,04	98	2,28 ± 0,02	0,88 ± 0,04
	1,42 ± 0,01	0	0	110	107	2,85 ± 0,03	103	3,45 ± 0,03	0,83 ± 0,03
	1,14 ± 0,02	215	1	95	97	2,44 ± 0,02	100	2,56 ± 0,03	0,95 ± 0,03
	1,14 ± 0,02		1	95	106	2,59 ± 0,02	111	2,75 ± 0,02	0,94 ± 0,02
	1,14 ± 0,02	215	1	125	107	3,50 ± 0,03	105	3,69 ± 0,03	0,95 ± 0,04
	1,14 ± 0,02		1	125	45	3,92 ± 0,09	92	3,93 ± 0,04	0,99 ± 0,09
	1,14 ± 0,02	215	2	110	101	1,74 ± 0,02	107	1,76 ± 0,02	0,99 ± 0,03

Tableaux IV-1 et IV-2 : Résultats des âges apparents et âges plateaux (Tableau 1) avec les mesures de diamètres des traces fossiles et induites (Tableau 2) avec différents temps d'attaque. ns et ni sont le nombre total de champs mesurés pour les traces fossiles et induites, Ns et Ni le nombre moyen de traces mesurées par champs;  $\rho_s$  et  $\rho_i$  la densité des traces fossiles et induites par unité de surface et t est l'âge traces de fission.  $D_s$  et  $D_i$  sont le diamètre moyen des traces fossiles et induites.

La distribution des âges traces de fission apparents et plateaux obtenus par notre équipe et nos prédécesseurs sur les macusanites est présentée dans la figure IV-2. Elle montre que la plupart de ces galets ont un âge compris entre 5 Ma et 7 Ma. Dans cette figure, au moins deux groupes d'âges plateaux semblent apparaître : l'un vers 7,5 - 6,5 Ma, un second vers 6,2 - 4,5 Ma, un dernier âge se situant vers 4 Ma. Cheilletz et al., (1992) dans leur étude par  $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$  de la chronologie des éruptions ignimbritiques du bassin de Macusani, avaient montré de leur côté que la majeure partie des ignimbrites s'était formée vers  $10 \pm 1$  Ma et  $7 \pm 1$  Ma (l'âge  $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$  le plus jeune de ce massif). Nos résultats s'accordent donc bien avec ceux de Cheilletz et al., mais suggèrent que des événements plus récents jusque vers 4 Ma n'ont pas été échantillonné par Cheilletz, ou bien que les tuffs dont proviennent les macusanites les plus récentes ont été érodés et que les galets de macusanites en constituent les derniers témoins.

## REFERENCES

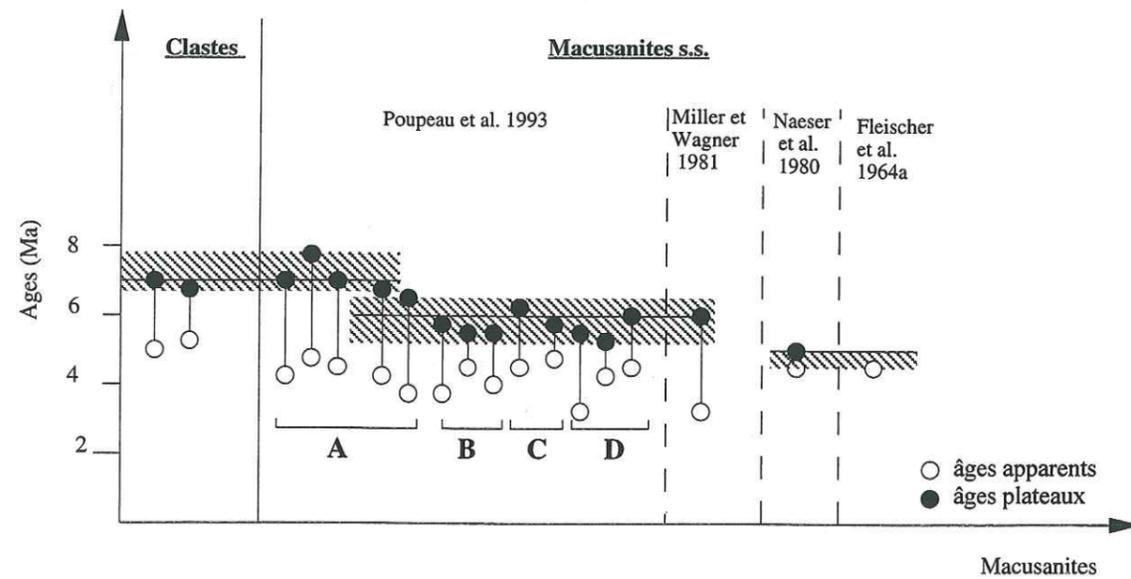
**BIGAZZI G., P. BONADONNA, M.A. LAURENZI & S. TONARINI (1993).** A test sample for fission track dating of glass. *Nucl. Tracks Radiat. Measur.* **21**, 489-498.

**HURFORD A., (1990a).** 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.

**HURFORD A., (1990b).** International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology Recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 233-236.

**CHEILLETZ A., CLARK A.H., FARRAR E., ARROYO P.G. & PICHAVANT M. (1990).** Stratigraphy and  $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$  Geochronology of the Macusani ignimbrite field : chronometer of the Miocene geodynamic evolution of the Andes of SE Peru. In : Oliver R. A, Vatin-Pérignon N. and Laubacher G. (Editors) *Andean Geodynamics*. 341-344.

**CHEILLETZ A., CLARK A.H., FARRAR E., ARROYO P.G. & PICHAVANT M. (1992).** Volcano-stratigraphy and  $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$  geochronology of the Macusani ignimbrite field : monitor of the Miocene geodynamic evolution of the Andes of SE Peru. *Tectonophysics*. **205**, 307-327.



**Figure IV-2:** Récapitulatif des âges traces de fission de différentes macusanites (1964-1993). A, B, C et D sont respectivement Chilcuno Grande, Chilcuno Chico, Samillia et Caluyo Mayo datés par Poupeau et al., 1992-1993.

## Fission-track and K-Ar ages of “macusanite” obsidian glasses, (SE Peru): geodynamic implications

G. Poupeau<sup>a</sup>, N. Sabil<sup>a</sup>, I.M. Villa<sup>b</sup>, G. Bigazzi<sup>b</sup>, N. Vatin-Perignon<sup>a</sup>, P. Flores<sup>c</sup>, P. Pereyra<sup>d</sup>, G. Salas<sup>e</sup> and G. Arroyo<sup>c</sup>

<sup>a</sup> URA 69 / CNRS and Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France

<sup>b</sup> Instituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica, CNR, via Cardinale Maffi 36, 56127 Pisa, Italia

<sup>c</sup> Instituto Peruano de Energia Nuclear (IPEN), Centro Nuclear RASCO, Subgerencia Fisica Nuclear y Estado Solido, Apdo 1687,

Lima 41, Peru <sup>d</sup> Laboratorio de Fisica Nuclear, Pontificia Universidad Catolica del Peru, Av. Universitaria s / n, Lima,

Peru <sup>e</sup> Departamento de Geologia, Universidad Nacional San Agustin, Casilla 1203, Arequipa, Peru

(Received September 1, 1990; revised version accepted March 22, 1991)

### ABSTRACT

Poupeau G., Sabil N., Villa I.M., Bigazzi G., Vatin-Perignon N., Flores P., Pereyra P., Salas G. and Arroyo G., 1992. Fission-track and K-Ar ages of “macusanite” obsidian glasses (SE Peru): geodynamic implications. In: R.A. Oliver, N. Vatin-Pérignon and G. Laubacher (Editors), *Andean Geodynamics*. *Tectonophysics*, 205: 295–305.

Eight Macusanite pebbles from three fluvio-glacial sedimentary sites, at Caluyo Mayo, Chilcuno Chico and Samillia, were dated by the Fission Track (FT) method. In all these volcanic glasses, the etched spontaneous fission tracks were observed to have, on the average, shorter diameters than induced tracks, i.e., they are partially annealed. As a consequence, their apparent FT ages, in the range from 2.9 to 4.7 Ma, are only lower estimates of their eruption ages. FT plateau-ages could be measured on seven Macusanites. Interpreted as formation ages, they range between 4.8 and 6.6 Ma. Four of these samples were also dated by K-Ar with ages distributed between 5.44 and 5.72 Ma; for each of these samples, the FT plateau-ages and K-Ar ages are in agreement to within 15%, suggesting that no significant radiogenic <sup>40</sup>Ar losses took place since the time eruption.

From our results and previously determined FT plateau-ages, it appears that the Macusanite-producing volcanism occurred between 4.8 and 6.9 Ma, possibly in the form of discrete events. It would essentially post-date the igneous activity responsible of most of the ignimbritic infilling of the Macusani Basin, which occurred from 6.7 to 8 Ma ago. Thus, the main volcanic activity in the Macusani ignimbritic field appears to have been contemporaneous with the F5 tectonic pulse of the Central Andes.

### Introduction

Macusanites are volcanic glasses occurring in the vicinity of Macusani, SE Peru (Eastern Cordillera). Originally found as pebbles in fluvio-glacial sediments, they were first mistakenly confused with tektites (Heide, 1936). Their igneous origin was firmly demonstrated by Barnes et al. (1970), who demonstrated their mineralogical and geochemical similarities with local igni-

imbrites. From detailed mineralogical, geochemical and isotope data, Pichavant et al. (1987, 1988a,b) showed that Mio-Pliocene ash-flow tuffs from the Macusani area are unusual and represent an exceptional felsic peraluminous magma directly generated by partial melting of the crust. The associated obsidian pebbles, or Macusanites, are compositionally similar to some fractionated members of the two-micas granite series.

From previous geochronological studies, Macusanites seemed to have been produced in Mio-Pliocene times. Published apparent Fission-Track (FT) ages cover a 4.0–5.46 Ma age range (Fleischer et al., 1964b; Naeser et al., 1980; Miller and Wagner, 1981; McCorkell and Naeser, 1988;

Correspondence to: G. Poupeau, URA 69 / CNRS and Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France.

Miller et al., 1990), while FT plateau-ages suggested eruption times of about 4.5 Ma (Naeser et al., 1980), 6.15 Ma (Miller and Wagner, 1981) and 6.4–7.2 Ma (range of three measurements on glass standard 88–4, see Miller et al., 1990). These data are not in contradiction with the K-Ar age of  $4.3 \pm 1.5$  Ma measured by Barnes et al. (1970), or the minimum 3.3 Ma and 4.5 Ma ages deduced by Cheilletz et al. (1992-this issue) from a <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar stepwise temperature analysis of two Macusanites. Finally, Pichavant et al. (1987) observed that, on a <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr versus <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr plot, the representative points of five Macusanites are all located in the vicinity of the 4.7 Ma isochron determined for an ignimbrite of the Macusani area.

A few years ago, it was suggested by R. McCorkell that splits of a single (220 g) Macusanite cobble, might be used as a FT age standard and as the results of a first inter-laboratory comparison program presented by Miller et al. (1988,

1990). In a Recommendation of the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology, Hurford (1990) advised that more FT and independent age data should be obtained before Macusanite glass could be considered as an age standard. In the past year, we collected several Macusanite samples for FT and K-Ar studies. In this article, we present our results and their geodynamical interpretation.

### Sampling and analytical procedures

#### Sampling

Macusanites are associated with the ignimbrite field of Macusani, the northernmost of three ignimbrite fields oriented WNW–ESE in the uraniumiferous district of Puno, SE Peru (Fig. 1). For many years, the only known Macusanite occurrences, at Caluyo Mayo (described by Barnes et al., 1970) and Chilcuno Chico (Arribas and Figueroa, 1985;

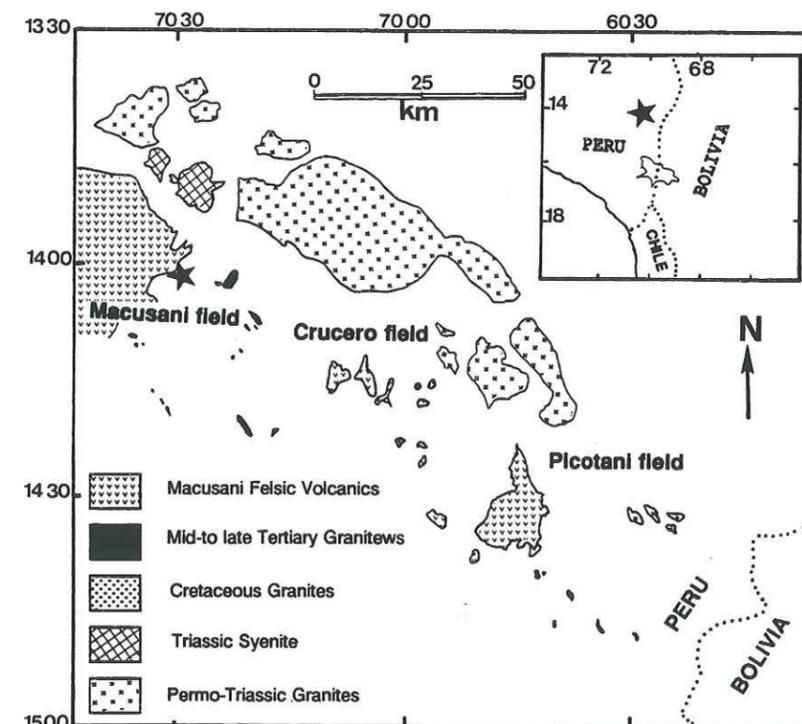


Fig. 1. Simplified geologic map of the Macusani area, showing, from WNW to ESE, the three ignimbritic fields of Macusani, Crucero and Picotani.

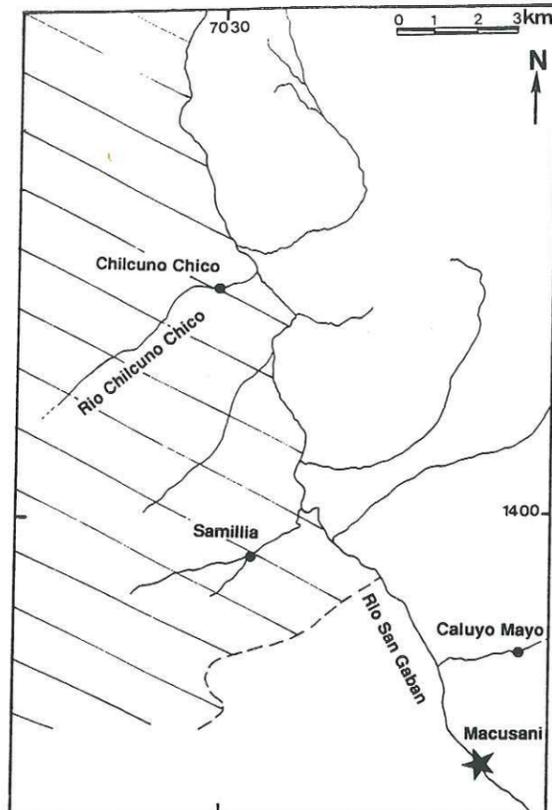


Fig. 2. Macusanite sampling localities. Hatched area, eastern limit of the Macusani ignimbrite field.

Valencia and Arroyo, 1985), were along gullies, in fluvio-glacial sediments. We found a third such occurrence, at Samillia ( $70^{\circ}29'30''$  W,  $14^{\circ}00'37''$  S, 4280 m). All these sites are located a few km north of Macusani, on both sides of the southern border of the Macusani ignimbrite field (Fig. 2).

Eight samples from these three Macusanite sites have been selected for FT and K-Ar dating:

**Chilcuno Chico:** Four Macusanite pebbles were sampled by one of us. Two of them (M1 and M2) are very transparent, irregularly shaped stones; the two others, greenish (Ma 11) to reddish (Ma 12) in colour, present rounded shapes. Their largest dimension ranges from ca. 5 cm to 10 cm.

**Caluyo Mayo:** One sample (88-4), received from C.W. Naeser, is a fragment of the 220-g cobble sampled by Barnes (1970) and dated by FT by McCorkell and Naeser (1988). This sample

was multi-dated in an interlaboratory FT-dating comparison program (results reported in Miller et al., 1990).

**Samillia:** The Quaternary morainal and fluvio-glacial deposit from the Samillia area is dominantly composed of vesicular pumice clasts, lithic fragments from the basement, isolated detrital minerals and small (1-3 cm diameter) well-rounded, translucent pebbles of Macusanites exhibiting glacial features (striae). Many obsidian glasses are found in association with large blocks of rhyolitic tuffs from the ignimbritic plateau along with minerals and black obsidian glass shards.

About 20 Macusanites were sampled at Samillia, three of which (Ma 7a, Ma 7b and Ma 7c) were selected for this study. The fluvio-glacial deposits containing these glass pebbles are well exposed in glacial canyons near Samillia. These deposits are associated with the second pyroclastic ash-flow sheet of the Macusani ignimbrites (see Cheilletz et al., 1992-this issue, for the description of this pyroclastic succession).

#### FT dating

Eight samples were dated. Seven of these, collected in Peru in 1989, were dated by the subtraction method (Fleischer et al., 1964; Naeser et al., 1980). Unannealed glass fragments were irradiated in the Orphée reactor, at the Centre d'Etudes Nucléaires of Saclay (France). Thermal neutron dosimetry was achieved with NBS glass standards 962 (Carpenter, 1984). Seven 962 wafers were irradiated together with eight Macusanites and other samples (volcanic glasses and apatites). Each glass monitor was mounted between two muscovite mica sheets acting as external fission-track detectors. Neutron dosimetry was determined by reference to the average of Au and Cu NBS fluences (Bigazzi et al., in prep.). In the irradiation position we use in this reactor, we found a thermal neutron flux gradient along the axis of the rabbit limited to  $< 1\%/cm$  (Bigazzi et al., 1988a, and unpublished data). The neutron fluence to the Macusanites was therefore calculated as the average of the fluences deduced from fission track counts in twelve micas (with a total

number of tracks counted of 33444). It amounts to  $(2.39 \pm 0.02) \times 10^{15}$  n/cm<sup>2</sup>.

In addition, four aliquots of the McCorkell-Naeser 88-4 sample were dated. Two were irradiated together in the Lena reactor, at Pavia (Italy) in a position where spatial neutron-flux variations are negligible (Bigazzi et al., 1988a). Neutron dosimetry was realized with NBS glass standards 963a (Carpenter, 1984). Neutron fluence calculations followed the same procedure as for the Orphée reactor. In one subsample, spontaneous tracks had been annealed by heating at 500°C for 2 hours. The two aliquots were therefore dated respectively by the "subtraction" and the "internal detector" method (Gleadow, 1981). Two other aliquots were individually irradiated in the Orphée reactor of the Centre d'Etudes Nucléaires at Saclay.

Splits of five age standards: apatites from the  $27.8 \pm 0.2$  Ma Fish Canyon Tuff (Hurford and Hammerschmidt, 1985) and four obsidians with apparent FT ages between 0.7 and 11 Ma (Bigazzi, 1988a,b) were irradiated in the Orphée and Lena reactors in the same positions as Macusanites. These irradiation positions are characterized by significantly different Cd ratio for Au and Co. However, one can observe from Table 1 that this does not introduce any significant differences in FT ages. These ages were computed using a spontaneous <sup>238</sup>U decay constant value of  $7.03 \times 10^{-17}$  ans<sup>-1</sup> (Bigazzi et al., 1988a,b, and in prep.), in agreement with the recent recommendation of

TABLE 1

Comparison between Cd ratios and FT ages obtained from irradiation in the Orphée (Saclay, France) and Lena (Pavia, Italia) nuclear reactor on geological standards

	Orphée	Lena
<i>Cd ratio</i>		
Au	3280	6.5
Co	12000	48
<i>FT ages (Ma)</i>		
Apatites Fish Canyon Tuff	$28.3 \pm 0.9$	$28.1 \pm 1.2$
Obsidian AG 16	$0.67 \pm 0.16$	$0.71 \pm 0.04$
Obsidian ARCI 4/81	$2.47 \pm 0.06$	$2.8 \pm 0.4$
Obsidian ARCI 6/81	$2.74 \pm 0.06$	$2.8 \pm 0.4$
Obsidian PM 86-2	$10.9 \pm 0.3$	$10.5 \pm 1.2$

Data from Bigazzi et al. (1988a, b, and in prep.).

the I.U.G.S., when neutron dosimetry is made with NBS glass standards (Hurford, 1990). We found, for the Fish Canyon Tuff apatites, FT ages of  $28.3 \pm 0.9$  Ma (Orphée) and  $28.1 \pm 1.2$  Ma (Lena), concordant, within the experimental uncertainty, with their expected age of  $27.8 \pm 0.2$  Ma.

After irradiation, aliquots of each sample, with respectively fossil and fossil + induced fission tracks, were mounted together in araldite, polished and etched. Tracks were revealed with HF 20% during 90 s at 20°C. As in all samples, spontaneous tracks were observed to have, on the average, shorter diameters than induced tracks, an indication of partial track annealing (Storzer and Wagner, 1969), all samples were dated by the plateau-method (Storzer and Poupeau, 1973). In this procedure, we first determine an *apparent* age, i.e., without giving to the sample any post-irradiation laboratory thermal treatment. Subsequently, the glass fragments containing spontaneous and spontaneous + induced fission tracks are extracted from araldite, heated 1 hour at 100°C and mounted again for dating. This procedure was repeated for temperatures of 100°C, 153°C, 183°C, 210°C and 250°C. As uranium is homogeneously distributed in the glassy phase of Macusanites, uncertainties in track density counts were calculated from a Poisson statistics. The uncertainties in individual ages were computed as in Bigazzi et al. (1986) for the subtraction method, and on plateau-ages from weighed averages (Poupeau et al., 1986).

#### K-Ar dating

For K-Ar dating, K concentrations were determined by flame spectrometry (see Table 5); Ar analyses were performed on uncrushed 100 mg glass chips with a <sup>38</sup>Ar spike following El Moro et al. (1982).

#### Results

##### FT ages

FT ages have been determined by two observers. Their analytical data are reported in Ta-

bles 2 and 3. All apparent ages, i.e. those obtained without any post-irradiation thermal treatment of samples ("ambient" temperature ages in column 3), were measured by the same observer. They are found to vary from 2.9 Ma in samples Ma 7a and Ma 11, to 4.7 Ma in sample Ma 7b,

irrespective of sampling site. Plateau-step ages were most often measured by only one observer. In four cases (Ma 7a, 183°C step; M2, 153°C and 183°C steps; Ma 11, apparent age), FT ages were determined by both of them. The results generally agree to within  $\pm 1\sigma$ . Track countings have

TABLE 2

FT ages of Macusanites from Samillia and Chilcuno Chico. Analytical data

Sample	T(°C)	N <sub>f</sub>	D <sub>f</sub> ± 1σ (t/cm <sup>2</sup> )	N <sub>i</sub>	D <sub>i</sub> ± 1σ (t/cm <sup>2</sup> )	t ± 1σ (Ma)	Obs	
<i>Samillia</i>								
Ma7a	ambient	848	16000 ± 480	3307	792000 ± 14050	2.88 ± 0.09	1	
	100	1077	11000 ± 330	1752	506000 ± 12200	3.10 ± 0.08	1	
	153	568	10000 ± 420	1545	324000 ± 8500	4.41 ± 0.21	1	
	183	280	19000 ± 950	1363	439000 ± 12370	6.18 ± 0.47	2	
		313	20000 ± 1000	421	560000 ± 23200	5.10 ± 0.21	1	
	210	171	19890 ± 1400	824	499325 ± 15580	5.69 ± 0.51	2	
Ma7b	ambient	2063	19000 ± 380	2156	576000 ± 12810	4.71 ± 0.13	1	
	100	1245	20000 ± 600	2481	541000 ± 11260	5.28 ± 0.28	1	
	153	551	18000 ± 720	3791	465000 ± 7840	5.53 ± 0.50	1	
	183	715	27030 ± 1010	1197	669225 ± 20100	5.77 ± 0.28	2	
Ma7c	ambient	779	12000 ± 420	1387	496000 ± 13640	3.45 ± 0.10	1	
	100	860	13000 ± 440	1320	584000 ± 16430	3.18 ± 0.08	1	
	153	327	12000 ± 600	1403	514000 ± 14040	3.33 ± 0.14	1	
<i>Chilcuno Chico</i>								
M1	ambient	1397	23977 ± 480	2331	775261 ± 16550	4.42 ± 0.12	1	
	100	1266	17640 ± 530	2220	537570 ± 11780	4.69 ± 0.21	1	
	153	517	17290 ± 750	943	557745 ± 18700	4.43 ± 0.17	2	
	183	738	18601 ± 680	1299	472737 ± 13630	5.62 ± 0.28	2	
M2	ambient	786	20000 ± 710	3872	759201 ± 7590	3.76 ± 0.35	1	
	100	1052	14991 ± 450	3283	576360 ± 10320	3.71 ± 0.16	1	
	153	1208	14080 ± 390	3422	432300 ± 7630	4.65 ± 0.23	1	
		33	6240 ± 1090	709	188760 ± 7300	4.72 ± 0.70	2	
		183	92	11590 ± 1160	194	344410 ± 25560	4.81 ± 0.21	1
		526	17290 ± 750	943	557745 ± 18700	4.43 ± 0.17	2	
	210	314	12500 ± 710	635	320100 ± 13200	5.58 ± 0.30	2	
Ma11	ambient	606	16000 ± 640	2350	777000 ± 16360	2.94 ± 0.11	1	
		101	17000 ± 1530	507	853000 ± 38640	2.84 ± 0.11	2	
	183	472	17840 ± 820	1221	509760 ± 15100	5.00 ± 0.27	2	
	210	177	13380 ± 1000	526	384386 ± 15910	4.97 ± 0.31	2	
	250	208	12100 ± 840	892	325140 ± 11290	5.32 ± 0.39	2	
Ma12	ambient	646	20000 ± 780	1460	670000 ± 18060	4.26 ± 0.18	2	
	153	347	22000 ± 1180	420	54500 ± 27700	5.77 ± 0.24	1	
	210	373	18800 ± 970	944	530270 ± 17870	5.06 ± 0.27	2	

T(°C): Temperature of thermal-track annealing in plateau-age determinations. The duration of each annealing step was 1 hour. N<sub>f</sub> and N<sub>i</sub>, respectively, total number of fossil tracks (f) and induced + fossil tracks (i) counted. D<sub>f</sub> and D<sub>i</sub>, fossil and induced-track densities, in tracks/cm<sup>2</sup>. In the last column, numbers 1 and 2 refer to two different observers.

TABLE 3

FT ages of Macusanite from Caluyo Mayo

Irradiation	Fluence (×10 <sup>15</sup> n/cm <sup>-2</sup> )	T (°C)	N <sub>f</sub>	D <sub>f</sub> ± 1σ (×10 <sup>3</sup> t/cm <sup>2</sup> )	N <sub>i</sub>	D <sub>i</sub> ± 1σ (×10 <sup>5</sup> t/cm <sup>2</sup> )	t ± 1σ (Ma)
Lena	3.042	ambient	1352	30.5 ± 0.8	2083	11.5 ± 0.2	4.77 ± 0.16
		ambient *	1352	30.5 ± 0.8	3082	10.81 ± 0.20	5.12 ± 0.17
		250	562	21.4 ± 0.9	1382	5.87 ± 0.16	6.60 ± 0.34
Orphée	0.875 ± 0.11	ambient	560	18.8 ± 0.8	1936	2.51 ± 0.06	4.24 ± 0.21
		215	726	20.23 ± 0.7	1641	1.92 ± 0.05	6.14 ± 0.27
Orphée	1.14 ± 0.02	ambient	750	18.9 ± 0.7	1750	3.42 ± 0.08	4.09 ± 0.18
		215	615	13.7 ± 0.5	1349	1.82 ± 0.05	5.52 ± 0.26

\* All samples were dated by the subtraction method except for this sample, where fossil tracks had been annealed for two hours at 500°C before thermal neutron irradiation.

been made under transmitted light with dry objectives, on two different microscopes and using various magnifications, between ×480 and ×1200 (for a given age determination, however, the fossil and induced track densities were measured in the same conditions). This accounts for the differences in track density sometimes found between the two observers for a single age determination (e.g., for sample M2, step 153°C), or apparent increases of track densities with annealing temperature (as in Ma 7a). When possible, ages were determined up to plateau-step temperatures > 210°C. Failures were encountered for sample Ma 7c, where numerous track-like artefacts prevented precise track countings at the 183°C step, and M1, which desegregated during the 210°C phase treatment. For the other samples, the FT ages reached a stable value, within the measurement uncertainties, from 153°C (for samples with apparent ages > 3.8 Ma) to 183°C (where apparent ages are < 3 Ma). Accordingly, the spontaneous/induced mean track diameter ratio was observed to grow from values significantly < 1 to unity. For instance, in sample 88-4, this ratio increases from 0.84 ± 0.02 at "ambient" temperature to about 1 at high temperatures.

Plateau-age values are presented in Table 4. They range between 4.8 and 6.6 Ma, suggesting that Macusanite-producing events might have occurred during a time span of about 2 Ma. The diversity of FT apparent ages, between 2.88 and 4.77 Ma (Table 3), might reflect either different

TABLE 4

FT ages of Macusanites: summary

Site	Sample	t (app) (Ma)	t (pl) (Ma)
Chilcuno Chico	M1	4.42 ± 0.12	4.82 ± 0.12
	M2	3.76 ± 0.35	7.79 ± 0.11
	Ma11	2.89 ± 0.07	5.08 ± 0.24
	Ma12	4.26 ± 0.18	5.44 ± 0.18
Samillia	Ma7a	2.88 ± 0.09	5.89 ± 0.18
	Ma7b	4.71 ± 0.13	5.53 ± 0.18
	Ma7c	3.45 ± 0.10	n.m.
Caluyo Mayo	88-4	4.93 ± 0.09	6.60 ± 0.37
		4.24 ± 0.20	6.14 ± 0.20
		4.09 ± 0.15	5.52 ± 0.20

t (app) and t (pl), respectively, apparent and plateau-FT ages. n.m. = not measured.

post-eruption thermal histories (exposure to sunlight, natural fires, etc, see e.g., Storzer and Wagner, 1969) of individual Macusanite stones or/and

TABLE 5

K-Ar ages of Macusanites from Chilcuno Chico and Caluyo Mayo

Sample	K	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> (nl/g)	% <sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub>	Age ± 1σ (Ma)
M-1	2.93	0.620	40.9	5.44 ± 0.06
M-2	3.00	0.645	51.9	5.52 ± 0.06
Ma-11	3.02	0.673	22.2	5.72 ± 0.12
88-4	2.95	0.652	20.2	5.67 ± 0.10

TABLE 6

Major-element (wt%) compositions of the Samillia and Chilcuno Chico obsidian glasses

	Ma7d(1)	Ma7a(2)	Ma7c(3)	Ma7b(4)	JV1	M1(5)	M2(6)
SiO <sub>2</sub>	70.32	68.89	70.65	70.49	72.26	72.80	71.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.74	16.72	16.75	16.82	15.79	16.24	15.96
FeO	0.46	0.42	0.43	0.43	0.54	0.61	0.46
MnO	0.09	0.08	0.18	0.10	0.03	0.07	0.06
MgO	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03
CaO	0.17	0.17	0.20	0.17	0.19	0.22	0.25
Na <sub>2</sub> O	3.98	3.95	3.90	4.41	4.29	3.98	3.91
K <sub>2</sub> O	3.50	3.42	3.55	3.69	3.83	3.90	3.83
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.07	0.06	0.03	0.07	0.07	0.06
ZnO	0.20	0.08	0.07	0.07		0.10	0.07
BaO	0.01	0.03		0.03		0.03	0.02
Total (a)	95.55	94.84	95.88	96.26	97.02	98.05	96.27

Average of duplicates. From Samillia: (1): 10 analyses; (2) 6 analyses; (3): 7 analyses; (4): 5 analyses. From Chilcuno Chico: (5) and (6): 10 analyses; JV1 = analyses from Pichavant et al. (1987) (average of five duplicates).

(a): Total do not include volatiles. Glass analyses were obtained using the Camebax electron microprobe at Clermont II University (France).

differences in track stability attributable to slight variations in chemical compositions.

#### K-Ar dating

The K-Ar results are presented in Table 5. The four ages obtained range between 5.44 and 5.72 Ma and are in marginal agreement at the 2 $\sigma$  level.

#### Major-element geochemistry of samillia samples

Representative major-element data for glass are listed in Table 6. Pichavant et al. (1987) described mineral assemblages of Macusanite obsidian glass and reported that the chemistry of mineral phases is nearly constant. No great variation is found in the composition of analysed glass pebbles; however, the Samillia glass Ma 7a is characterized by a small depletion in SiO<sub>2</sub> and CaO and a small enrichment in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MnO relative to the Chilcuno Chico glass compositions (M1 and M2). These enrichments may be attributable to some variation in the andalusite, sillimanite and ilmenite contents.

#### Discussion

##### Comparison with previous Macusanite FT and K-Ar ages

Macusanite glass has been one of the earliest materials dated by the FT method. Proposed in 1963 by Price and Walker, the method was shown on the following year (by Fleischer and Price, 1964a) to apply to natural glasses. These authors found an age of 4.3  $\pm$  0.3 Ma for a Macusanite sample (Fleischer and Price, 1964b). This age is uncorrected for eventual thermal annealing effects and is thus directly comparable to the apparent ages in our Table 2.

More recently, FT plateau-ages were published by two groups (Naeser et al., 1980; Miller and Wagner, 1981). C.W. Naeser and G.A. Izett measured, for one Macusanite, apparent ages of 4.5  $\pm$  0.2 Ma, 4.6  $\pm$  0.3 Ma (C.W.N.) and 4.3  $\pm$  0.2 Ma (G.A.I.) and plateau-ages (recalculated by us as the weighed means of their 200°C, 250°C and 300°C temperature steps) of 4.73  $\pm$  0.22 Ma (C.W.N.) and 4.33  $\pm$  0.34 Ma (G.A.I.), suggesting that the spontaneous fission tracks in this sample were only marginally annealed (Naeser et al.,

1980). For another Macusanite stone, Miller and Wagner (1981) determined an apparent age of 3.4 Ma and a plateau-age (after 5 hours annealing at 250°C) of 6.15 Ma; accordingly, they observed an increase of the ratio of average diameters of spontaneous to induced fission tracks from 0.68 to 0.97.

The next Macusanite FT study, to our knowledge, is that initiated by McCorkell and Naeser on their 220 g cobble. Aliquots of this sample, dubbed "glass standard 88-4" by Miller et al. (1988), were distributed to FT-dating laboratories for intercalibration purposes, and the results were presented orally by Miller during the Vth International Fission Track Workshop (Besançon, 1988). Apparent FT ages proposed by five laboratories for Macusanite 88-4 are distributed between 4.0 and 5.46 Ma (see Miller et al., 1990), a spread larger than our own range of 4.09  $\pm$  0.15 Ma to 4.47  $\pm$  0.20 Ma (Table 3). These ages are also in agreement with the apparent age of 4.13  $\pm$  0.2 Ma proposed during this Workshop by McCorkell and Naeser (1988) for the same sample. The (unweighed) average of the 10 apparent ages so far published on 88-4 (McCorkell and Naeser 1988; Miller et al., 1990; and this work) amounts to 4.58  $\pm$  1.08 Ma (2 $\sigma$ ). This age range nearly covers that the apparent ages of Chilcuno Chico and Samillia Macusanites.

Miller et al. (1990) also report plateau values of 6.4, 6.9 and 7.2 Ma determined by three analysts on Macusanite 88-4. These values are slightly higher than ours, of 6.6, 6.14 and 5.52 Ma (Table 3). The mean plateau value for this sample, of 6.46  $\pm$  1.18 Ma (2 $\sigma$ ) is the highest so far determined for Macusanites.

From this survey of the presently available FT data on Macusanites, it thus appear that (1) apparent FT ages, in the 2.9-4.8 Ma range, have generally to be considered as underestimations of formation ages, because of spontaneous fission track annealing and (2) Macusanite was erupted, as indicated by plateau-ages, some 4.7-6.5 Ma ago (Naeser et al., 1980; Miller and Wagner, 1981; Miller et al., 1988, 1990; and this work).

The K-Ar ages on the Chilcuno Chico and Caluyo Mayo samples, between 5.44  $\pm$  0.06 and 5.72  $\pm$  0.12 Ma are within about 15% of the cor-

responding plateau ages. They are marginally concordant among themselves (the weighed mean of the 3 Chilcuno Chico ages is 5.55 Ma with a MSWD of 2.22, which has a probability of 11% of being purely due to random scatter). It is possible that sample Ma11 contains about 0.06 ppb excess Ar, or that it represents a slightly older eruption than M1 and M2. It is interesting to note that the FT ages obtained in the highest annealing steps are 5.62, 5.58 and 5.32 Ma respectively: this discourages one from assigning a chronological value to the apparent K/Ar age of Ma11.

In contrast to the present conclusions, published K/Ar data (Barnes et al., 1970) and Ar/Ar data presented in conference (Cheilletz et al. 1992) suggest ages around 4 Ma, implying an Ar loss. While not incompatible with ours at the 2 sigma level, Barnes et al.'s data may have suffered from an experimental artefact: the high-F, high-B Macusanite may have released chemically active gases capable of scrubbing off fractionated gas from the walls of the extraction vessel.

An additional artefact endangering Ar/Ar data is the possibility that the B-rich glass acted as a neutron suite in the reactor and became strongly heated during the irradiation with neutrons. If the sample had been ground, it is conceivable that the observed age discrepancy (~30%) is due to diffusive losses during the irradiation, (Villa, 1991).

##### Integration into the Macusani volcanic chronology and the geodynamics of the Central Andes

The succession of pyroclastic ash-flow tuffs filling the Macusani palaeovalley has been well documented by Cheilletz et al. (1992-this issue) who showed, from a series of K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages on minerals from these volcanic rocks, that they were emplaced during two brief episodes at respectively 10  $\pm$  1 Ma and 8-6.7 Ma. These authors point out that the second volcanic episode is by far the most important volumetrically. Interestingly enough, obsidian clasts with sizes up to 5 cm were observed by Pichavant et al. (1987) in the most recent units of the Chapi section, dated at 6.7 Ma by Cheilletz et al. (1992-this issue).

Other obsidian glass pebbles were found atop the upper, 6.7 Ma members, of the tuff sequence, as splinters within fluvio-glacial sandy lenses (Cheilletz et al., 1992-this issue). It is unclear, from field relationships, whether these "Macusanites" are reworked tephra materials or remnants of obsidian lavas that had been erupted on the top of the tuff sequence. Our FT data seem to support the second hypothesis, as all the Macusanites we dated were erupted between 4.8 and 6.6 Ma ago. These results suggest that the Macusanite events belong effectively to the ultimate eruptive phases of the main Upper-Miocene Macusani volcanism and are in agreement with the stratigraphic occurrences described by Pichavant et al. (1987) and Cheilletz et al. (1992-this issue). Thus, from FT, K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, it appears that the Upper-Miocene volcanic activity in the Macusani ignimbritic field was essentially concentrated within a short time span, between 6.7 and 8 Ma ago, and might have been prolonged up to 4.7 Ma ago with the volumetrically less important magmatism responsible for the Macusanite formation.

Since the late Eocene, six compressional tectonic pulses, dated at 42, 28–26, 17–15, 10, 7 and 2 Ma affected the Central Andes (Lavenu, 1986; Sébrier et al., 1988). Cheilletz et al. (1992-this issue) showed that the Macusani ignimbrite events occurred in two brief episodes at  $10 \pm 1$  Ma and  $7.5 \pm 0.5$  Ma, and thus were synchronous with the F4 and F5 tectonic pulses defined by Sébrier et al. (1988). Our own data suggest that the late, subordinate, Macusanite-forming volcanic events, were produced between 4.8 and 6.6 Ma. Thus, our results confirm that the main volcanic activity in the Macusani area, occurred between 8 and 6.7 Ma, and was contemporaneous with one major, ~7 Ma old, compressional deformation phase in the Andean Cordillera.

#### *Macusanites as potential FT age standards?*

The use of volcanic or impact glass as FT age standards supposes a primarily unannealed age, and the age control provided by independent methods (K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ). This is the case for moldavites (Hurford, 1990), which formed during

a single impact event and whose age is well known from multiple K-Ar and FT determinations. Our results do not allow us to conclude whether these conditions are fulfilled by Macusanites. The FT plateau-ages of our samples are distributed within a time span of about 2 Ma. The analytical precision suggests only marginally that the age differences between individual pebbles might be significant, i.e., that Macusanites might have formed in discrete Mio-Pliocene events, between 4.8 and 6.6 Ma ago. Slight variations of chemical composition (Table 5) among different stones also suggest that Macusanites may have formed in different eruptions. K-Ar ages show an even much larger dispersion than FT plateau-ages, from 3.3 to 5.72 Ma, possibly due in part to radiogenic  $^{40}\text{Ar}$  losses.

Thus, although Macusanites may have formed within a single event some  $5.5 \pm 1$  Ma ago, it is not possible to exclude that they were formed in discrete events during this time span. Still, splits of a single Macusanite pebble must present a unique FT plateau-age. In this sense, a cobble like sample 88–4 might keep its value as an inter-laboratory comparison standard, as long as plateau-ages and not apparent ages, are considered.

#### Conclusions

We have dated by FT and K-Ar, and determined by electron microprobe the major-element chemical composition of several Macusanite glass pebbles from the three fluvio-glacial sedimentary sites of Caluyo Mayo, Chilcuno Chico and Samillia (Eastern Cordillera, SE Peru), with the following results:

(1) The major-element chemical composition of the vitreous part of these obsidians is very homogeneous and is similar to that of the samples previously analysed by Pichavant et al. (1987). The slight differences observed for some element concentrations in sample Ma 7a might be due to variations in mineral contents.

(2) The apparent FT ages of eight Macusanites were found to vary, according to the sample considered, from 2.88 to 4.93 Ma. This range is in

agreement with, albeit somewhat larger than, previous determinations.

In all our samples, the mean diameter of spontaneous fission tracks was found to be significantly smaller than that of induced fission tracks. The spontaneous track populations were therefore systematically affected by some annealing, variable from sample to sample, and the apparent FT ages have to be regarded as lower estimates of ages of Macusanite formation.

(3) Ages corrected by the plateau-method, on seven samples, are between 4.8 and 6.6 Ma. These ages are in about the same range as previously measured plateau-ages, i.e., between 4.7 and 7.2 Ma (Naeser et al., 1980; Miller and Wagner, 1981; Miller et al., 1990). From our analytical precision, it cannot be concluded that Macusanites must have formed during a single volcanic event or discrete events during this period. As regards the use of splits of a single Macusanite cobble as FT age standards, plateau-ages, rather than apparent ages, would have to be considered.

(4) K-Ar ages, determined on four Macusanites range between 5.44 and 5.72 Ma. They are in agreement to about 15% with FT plateau-ages, which suggest that no, to very marginal, radiogenic  $^{40}\text{Ar}$  losses have occurred since eruption.

(5) The Macusani ignimbrite field was shown by Cheilletz et al. (1992-this issue) to have formed mainly between 8 and 6.7 Ma ago. From field observations, it appears that Macusanites were among the final products of this volcanism, and this is confirmed by our results. Thus, for the Macusani volcanic field the main activity appears to have occurred between ~6.7 and 8 Ma ago. It was contemporaneous with the F5 compressional tectonic pulse of Sébrier et al. (1988). The F5 tectonic pulse is well developed in this region of the Central Andean Cordillera.

#### Acknowledgements

This work would not have been possible without the invaluable and multiform help of Drs. Victor Latorre, Director of "Multiciencias", Carlos del Rio, President of CONCYTEC, Peru, and Monsieur Daniel Lefort, Conseiller Culturel at the French Embassy, Lima. Field-trip expenses

were covered by Multiciencias and CONCYTEC. We are indebted to the French ORSTOM mission in Lima, who provided us with the vehicle we used for field investigations. At the Institut Dolomieu, muscovite mica foils for neutron dosimetry were expertly handled and counted by Erika Labrin. We thank Dr. A. Cheilletz for stimulating discussions and allowing us to cite as yet unpublished results. We are grateful to Drs. C.W. Naeser and an anonymous reviewer for their helpful comments. Funding for laboratory work was given by CNRS/INSU (Grenoble) and CNR (Pisa). This is contribution 1044 of U.R.A. 69 (CNRS).

#### References

- Arribas, A. and Figueroa, E., 1985. Geología y metalogenia de las mineralizaciones uraníferas de Macusani, Puno (Peru). In: Uranium Deposits in volcanic Rocks, IAEA, Vienna, pp. 237–254.
- Barnes, V.E., Edwards, G., McLaughlin, W.A., Friedman, I. and Joensuu, O., 1970. Macusanite occurrence, age and composition, Macusani, Peru. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 1539–1546.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F. and Hadler, Neto J.C., 1986. Contribution to statistics for fission track counting. Nucl. Tracks, 3: 123–136.
- Bigazzi, G., Dompnier, E., Hadler Neto, J.C., Poupeau, G. and Vulliez, E., 1988a. A reactor intercalibration for fission track-dating and uranium micromapping. Nucl. Tracks. Rad. Meas., 15: 755–757.
- Bigazzi, G., Hadler Neto, J.C., Norelli, P., Osorio Araya, A.M., Paulino, R., Poupeau, G. and Stella de Navia, L., 1988b. Dating of glass: the importance of correctly identifying fission tracks. Nucl. Tracks Rad. Meas., 15: 711–714.
- Carpenter, B.S., 1984. Calibrated glass standards for fission track use-supplement. NBS Spec. Publ. 260–92, 12 pp.
- Cheilletz, A., Clark, A.H., Farrar, E., Arroyo Pauca, G., and Pichavant, M., 1992. Stratigraphy and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Macusani ignimbrite field: chronometer of the Miocene Geodynamic evolution of the Andes of SE Peru. In: R.A. Oliver, N. Vatin-Perignon and G. Laubacher (Editors) Andean Geodynamics. Tectonophysics, 205: 307–327.
- Del Moro, A., Puxeldu, M., Radicati di Brozolo, F. and Villa, I.M. 1982., Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300–400°C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy), Contrib. Mineral. Petrol., 81: 340–349.
- Fleischer, R.L. and Price, P.B., 1964a. Glass dating by fission fragment tracks. J. Geophys. Res., 28: 755–760.
- Fleischer, R.L. and Price, P.B., 1964b. Fission track evidence

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

- for the simultaneous origin of tektites and other natural glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 755-760.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Symes, E.M. and Miller, D.S., 1964c. Fission track ages and track annealing behavior of some micas. *Science*, 143: 349-351.
- Gentner, W., Storzer, D. and Wagner, G.A., 1969. New fission track ages of tektites and related glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33: 1075-1081.
- Gleadow, A.J.W., 1981. Fission-track dating: What are the real alternatives. *Nucl. Tracks*, 5: 3-14.
- Heide, F., 1936. Neue Kristallführende Gläser von Macusani in Peru. *Naturwissenschaften*, 24: 281-282.
- Hurford, A.J., 1989. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol.*, 80: 171-178.
- Hurford, A.J. and Hammerschmidt K., 1985.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar dating of the Bishop and Fish Canyon tuffs: calibration ages for fission-track dating. *Chem. Geol.*, 58: 23-32.
- Lavenu, A., 1986. Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes. Thèse d'Etat, Université Paris XI, Orsay, 434 pp. (unpubl.).
- Miller, D.S. and Wagner, G.A., 1981. Fission-track ages applied to obsidian artefacts from South America using the plateau-annealing and the track-size age-correction techniques. *Nucl. Tracks*, 5: 147-156.
- Miller, D.S., Nelson, E., McCorkell, R., Rosenberg, Ph. and Suzuki, M., 1988. Report on standards 88-1, -2, -3 and -4. Sixth International Fission Track Dating Workshop, Nuclear Tracks and Rad. Measurements, in press.
- Miller, D.S., Eby, N., McCorkell, R., Rosenberg, P.E. and Suzuki, M., 1990. Results of interlaboratory comparison of fission track ages for 1988 fission track Workshop. *Nucl. Tracks Rad. Meas.*, in press.
- McCorkell, R. and Naeser, C.W., 1988. Natural Glass Interlaboratory Reference Materials for Fission Track dating. Sixth Intern. Workshop on Fission-Track Dating, Besançon, September, 1988, abstract.
- Naeser, C.W., Izett, G.A. and Obradovitch, J.D., 1980. Fission-track and K-Ar ages of natural glasses. *Geol. Soc. Surv. Bull.*, 1489: 1-29.
- Pichavant, M., Herrera, J.V., Boulmier, S., Briquieu, L., Joron, J.L., Juteau, M., Marin, L., Michard, A., Sheppard, S.M.F., Treuil, M. and Vernet, M., 1987. The Macusani Glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. *Geochem. Soc. Spec. Publ.*, 1: 359-373.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Herrera, J.V. and Clark, A.H., 1988a. The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru, I. Mineralogy and magmatic evolution of a two-mica aluminosilicate-bearing ignimbrite suite. *Contrib. Miner. Petrol.*, 100: 300-324.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Herrera, J.V. and Clark, A.H., 1988b. The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru, II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. *Contrib. Miner. Petrol.*, 100: 325-338.
- Poupeau, G., Baitelli, R., Berbert, M., Bigazzi, G., Fonseca, A. and Hadler, J.C., 1986. On the reproductibility of apatite fission-tracks plateau-ages. *Nucl. Tracks*, 12: 897-900.
- Price, P.B. and Walker, R.M., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, 68: 4847.
- Sebrier, M., Lavenu, A., Fornari, M. and Soulas, J.P., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3(1-2): 85-106.
- Soler, P. and Bonhomme, M., 1988. New K-Ar age determination of intrusive rocks from the Cordillera Occidental and Altiplano of Central Peru: Identification of magmatic pulses and episodes of mineralisation. *Int. J. S. Am. Earth Sci.*, 1: 169-177.
- Storzer, D. and Wagner, G., 1969. Correction of thermally lowered ages of tektites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 463-468.
- Valencia, J. and Arroyo, G., 1985. Consideraciones geoquímicas de los indicios uraníferos de Macusani, Puno (Peru). In: *Uranium Deposits in Volcanic Rocks*. IAEA, Vienna, pp. 275-288.
- Villa, I.M., 1991. Datability of quaternary volcanic rocks: discordance of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb/Sr and  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  ages of Alban Hills lavas, Italy. *Eur. J. Mineral.* (in press).



## FISSION-TRACK DATING OF 15 MACUSANITE GLASS PEBBLES FROM THE MACUSANI VOLCANIC FIELD (SE PERU)

G. POUPEAU,\* E. LABRIN,\* N. SABIL,\* G. BIGAZZI,† G. ARROYO‡ and N. VATIN-PÉRIGNON\*

\*Institut Dolomieu et URA 69/CNRS, Université Joseph Fourier, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France; †Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica, CNR, Via Cardinale Maffi 36, 56127 Pisa, Italy; and ‡Instituto Peruano de Energia Nuclear (IPEN), Avenida Canada 1470, Lima 41, Peru

(Received 17 September 1992; in revised form 20 July 1993)

**Abstract**—We dated, by fission tracks, 15 Macusanites from four sites located inside or in the vicinity of the Macusani ignimbritic field. Eight of these obsidian pebbles are from the new site of Chilcuno Grande, the remaining seven from the three sites of Caluyo Mayo, Chilcuno Chico and Samillia. The apparent fission-track ages of these obsidians range from about 4.6 to 3.2 Ma. As in all samples, fossil tracks show evidences of annealing; the apparent ages are only lower estimates of Macusanite formation time. Fission-track plateau ages could be determined in 12 samples. They range between 7.9 and 4.8 Ma. The distribution of available plateau ages suggests that Macusanites formed both during the main activity of the Macusani volcanic field ( $7 \pm 1$  Ma ago) and late episodes (5.7-5.3 and 4.8-4.3 Ma ago).

### 1. INTRODUCTION

MACUSANITES are rounded obsidian pebbles found in river banks and fluvio-glacial deposits inside and around the ignimbritic volcanic field of Macusani, in SE Peru (Eastern Cordillera). During the 6th International Fission Track Dating Workshop (Besançon, France, 5-9 September 1988), a Macusanite cobble was proposed as a putative age standard for fission-track dating (McCorkell and Naeser, 1988; Miller *et al.*, 1990). In a previous article (Poupeau *et al.*, 1992), we showed, from the fission-track dating of eight Macusanites from the Caluyo Mayo, Chilcuno Chico and Samillia sites (Fig. 1), that these obsidians might have formed in discrete volcanic events between 6.6 and 4.8 Ma ago, rather than in a single eruption.

In order (i) to verify this hypothesis and (ii) to evaluate the potential of single Macusanite pebbles as age standards, the data set was expanded by re-analyses and age determinations on new samples, performed in two laboratories, in Grenoble and Pisa. Here we present fission-track ages on 15 Macusanites. Eight of these, not previously dated, come from the new site of Chilcuno Grande (Cheilletz *et al.*, 1992); the remaining seven were among those measured by Poupeau *et al.* (1992).

### 2. GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLING

The ignimbrites of the Macusani volcanic field fill the northernmost part of the Macusani intramontane

basin. The pyroclastic flows may locally reach a thickness of 500 m and the volume of still uneroded volcanic material has been estimated by Cheilletz *et al.* (1992) to some 430 km<sup>3</sup>. Following their  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data, it seems that most of the volcanic activity occurred in two brief episodes, at  $10 \pm 1$  and  $7 \pm 1$  Ma, of which the second one produced by far the largest volume of igneous material. Late volcanic events may have lasted until about 4 Ma, as suggested by Rb-Sr ages of glasses and tuffs of 4.9 and 4.7 Ma (Pichavant *et al.*, 1987, 1988) and a K-Ar age on biotites separated from an ash-flow tuff of  $4.1 \pm 1.0$  Ma (Barnes *et al.*, 1970). After the end of the volcanic activity, a lacustrine sedimentation accumulated in the Macusani area. During cold Quaternary periods, glaciers came from the cordillera to the east and partially covered the volcanic field. The present geomorphology results ultimately from the action of these glaciers.

Macusanite pebbles are found in various sites inside the volcanic field. Typical occurrences are in "quebradas" (canyons), associated with fluvio-glacial sediments or even in the river beds, as at Chilcuno Chico, Chilcuno Grande and Samillia, or in small quebradas of the Pampa Tayacca (Fig. 1). Other known occurrences are along the Macusani river, both in the river bed, fluvial terraces and agricultural fields bordering the river.

The volcanic area presents a regional eastwards dip, towards the Macusani depression. This explains why some Macusanites can be found off the volcanic

field, as in the Caluyo Mayo *quebrada*, cut into fluvio-glacial sediments.

Our new samples, from Chilcuno Grande, are rounded, translucent, colorless-to-greenish, glass pebbles. Their largest dimension, as in Caluyo Mayo or Chilcuno Chico, can vary from 5 cm to more than 10 cm. In contrast, the Macusanites found at Samillia are small, < 1.5 cm colorless glass spherules.

### 3. ANALYTICAL PROCEDURES

The samples were dated by the subtraction method, in which glass fragments are exposed to thermal neutrons with their full increment of fossil tracks. Fossil and fossil + induced tracks are counted on different glass fragments (Poupeau *et al.*, 1992).

#### 3.1. Grenoble laboratory

The Grenoble irradiations (prefix 90- and 92- in Table 1) were performed in the Orphée reactor of the Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (France). The P1 irradiation position used has a Cd ratio of about 3300 for gold and 12,000 for cobalt and no measurable axial neutron flux gradient (Mansour, 1991; Lelarge, 1993). Each neutron irradiation was monitored with several glass wafers of the NIST series 962a and 963a (Carpenter, 1984). Neutron fluences were computed as in Poupeau *et al.* (1992) from the induced track densities measured in external detectors (muscovite and kapton) in contact with the glass wafers. Induced tracks were etched in mica with 40% HF for 90 min at 20°C and in kapton in a boiling 14% NaOH + 12% NaCl solution for 8 min. Although the 962a and 963a fluences were in agree-

ment (within the statistical errors), all FT ages were derived from the more precise 962a fluences. Neutron fluence in irradiation 90-8 was obtained from 21,262 tracks, counted on 7 micas associated with 4 glass wafers; in irradiation 91-4, from 24,256 tracks (5 micas and 5 kapton with 5 glass wafers) and in irradiation 92-3 from 15,292 tracks (6 micas with 3 glass wafers).

In general, the standard error of the mean of these measurements was found to be about equal to the Poisson statistical error deduced from the total number of tracks counted. For instance, in irradiation 90-8, the standard error of the mean of the 7 fluences calculated from mica counts is  $\pm 0.010 \times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$  and the Poisson error on the more than 20,000 tracks counted is  $\pm 0.009 \times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$ . The uncertainty reported in Table 1 is the largest of these two errors.

The Macusanite glass samples were etched for 90 s in 20% HF at 20°C. Track counting was performed with a dry objective 100× and eyepieces 10× in transmitted light, under an Orthoplan (Leitz) or a Jenavert (Zeiss-Jena) microscope. The major axis of the etch pits was measured with the Jenavert microscope using a projection tube and a digitizing tablet linked to a microcomputer. Mean fossil and induced track diameters were calculated from the measurement of 300–350 tracks.

For plateau-dating, in general, three heating steps of 2 h each at, respectively, 205°C, 215°C and 230°C were sufficient to reach plateau values. In sample M10, a fourth step, at 240°C, was performed. The evolution of track densities and apparent age with annealing temperatures is shown in Fig. 2. It suggests that, like in other samples, a plateau value for the age is reached from about 230°C. The evolution of track

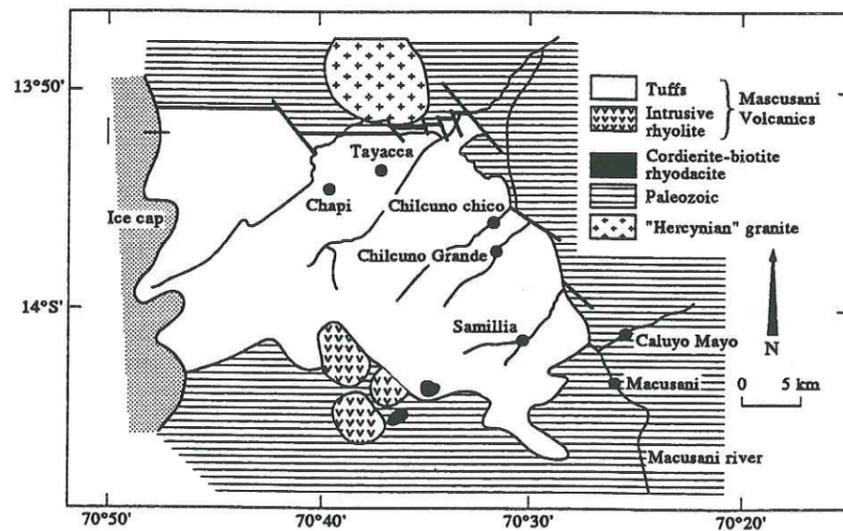


FIG. 1. Sketch map of the Macusaní volcanic field, showing Macusanites sampling locations (modified after Arroyo, 1987). The Macusanites dated are from Chilcuno Grande (this work), Caluyo Mayo, Chilcuno Chico, Samillia (this work and Poupeau *et al.*, 1992).

Table 1. Mucusanite fission track experimental data

Sample	Irradiation	Annealing (°C/2 h)*	$N_f$ ( $10^{15} \text{ t cm}^{-2}$ )	$D_f$ ( $10^5 \text{ t cm}^{-2}$ )	$N_i$ ( $10^5 \text{ t cm}^{-2}$ )	$D_i$ ( $10^5 \text{ t cm}^{-2}$ )	$d_f/d_i$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$	Obs.	ppa (Ma)	$\pm 1\sigma$	Obs.	
Chilcuno Grande														
M1-90	90-8	No	2931	0.232	2946	5.29	0.77	3.77	0.10	1				
		205	1717	0.261	2563	3.77	0.93	5.68	0.18	1				
		215	963	0.227	3168	3.09	0.97	6.01	0.22	1				
		230	347	0.077	1111	1.05	1.02	6.50	0.40	1				
		230	437	0.092	2164	1.11	1.02	6.80	0.36	1				
M3	90-8	No	4667	0.239	2950	5.06	0.80	3.85	0.09	1				
		No	3928	0.267	3693	5.05		4.33	0.10	2				
	91-4	205	1093	0.190	2176	3.92	0.83	4.77	0.18	1				
		90-8	205	1725	0.220	4065	3.81		4.70	0.13				
			215	868	0.172	3176	2.82	0.90	4.99	0.19	1			
			215	2479	0.217	2646	3.78		4.72	0.13	2			
			230	1248	0.129	1869	1.47	1.09	7.17	0.26	1			
			230	1248	0.130	1224	1.52	1.08	6.98	0.28	1			
230	1581		0.130	2855	1.66		7.03	0.22	2					
M4	90-8	No	1339	0.252	2277	4.52	0.80	4.56	0.16	1				
		205	1583	0.226	4353	3.88	0.91	4.77	0.14	1				
		215	731	0.203	3119	3.06	0.92	5.43	0.22	1				
	91-4	230	910	0.210	2213	2.77	1.02	7.62	0.30	1				
		230	984	0.218	2213	2.76	1.02	7.89	0.30	1				
		M5	90-8	No	2231	0.238	2684	4.82	0.82	4.04	0.11	1		
No	2406			0.224	3208	4.63		3.96	0.11	2				
205	1826			0.195	3157	2.94	0.92	5.44	0.16	1				
205	2491			0.209	2535	3.12		5.48	0.15	2				
215	972			0.229	2544	3.20	0.94	5.87	0.22	1				
91-4	215		2572	0.232	2240	3.23		5.88	0.17	2				
	230		1093	0.164	2699	2.70	1.00	6.16	0.22	1				
	230		2007	0.150	2229	2.09		7.34	0.22	2				
	91-4		No	1539	0.362	2607	9.83	0.73	3.82	0.12	1			
			215	1107	0.137	3226	2.63	0.89	4.27	0.15	1			
90-8	215	595	0.146	1589	2.85	0.88	4.20	0.20	1					
	230						Artefacts after heating							
M7	90-8	No	1903	0.229	2833	4.86	0.73	3.86	0.11	1				
		205	560	0.211	1381	4.13	0.91	5.11	0.26	1				
	91-4	215	673	0.176	2266	3.38	0.89	5.20	0.23	1				
		230						Artefacts after heating						
M9	90-8	No	2991	0.261	2903	4.95	0.81	4.31	0.11	1				
		205	1656	0.200	3071	3.59	0.95	4.56	0.14	1				
		215	748	0.195	4050	3.28	0.94	4.87	0.19	1				
		215	887	0.182	3865	3.13	1.01	4.76	0.18	1				
		230						Artefacts after heating						
		230	3025	0.274	3132	5.36	0.80	4.18	0.10	1				
M10	90-8	205	1433	0.259	5616	4.15	0.85	5.11	0.15	1				
		215	879	0.207	2588	3.28	0.94	5.94	0.23	1				
		230	808	0.122	2676	1.41	0.95	7.10	0.28	1				
		240	720	0.095	1523	1.10	1.00	7.07	0.18	1				
		Chilcuno Chico	P-30	No	2117	0.261	2340	10.56	0.79	4.00	0.12	3		
250 (3 h)	1276			0.165	2410	4.82	1.00	5.53	0.19	3	5.62	0.28	4	
M2	P-26	No	1914	0.275	2895	11.44	0.81	4.34	0.13	3				
		250 (3 h)	1261	0.163	2168	5.45	1.00	5.40	0.19	3	5.58	0.30	4	
Ma11	P-26	No	1214	0.262	1869	11.84	0.77	3.99	0.15	3				
		250 (3 h)	1019	0.132	2667	4.47	0.98	5.32	0.20	3	5.32	0.39	4	
Samillia														
Ma7a	92-3	No	1259	0.216	2208	3.95	0.60	3.57	0.13	1				
		160	1254	0.215	1914	3.39	0.69	4.14	0.15	1				
		200	936	0.155	1388	2.02	0.94	5.00	0.22	1				
		230	837	0.158	1721	1.32	1.01	7.83	0.34	1	5.69	0.51	4	
	P-26	No	1292	0.257	1969	10.37	0.83	4.48	0.16	3				
		250 (3 h)	1338	0.173	1892	4.72	1.05	6.61	0.24	3				
		200 (4 h)	1209	0.209	1796	5.99	1.02	6.28	0.23	3				
		200 (4 h)	1770	0.218	2757	6.13	1.00	6.43	0.20	3				

continued

Table 1—continued

Sample	Irradiation	Annealing (°C/2 h)*	$N_f$	$D_f$		$D_i$		Age		Obs.	ppa		
				( $10^5 \text{ t cm}^{-2}$ )	( $10^5 \text{ t cm}^{-2}$ )	$d_f/d_i$	(Ma)	$\pm 1\sigma$	(Ma)		$\pm 1\sigma$	Obs.	
Ma7b	P-26	No	1275	0.275	1716	10.84	0.84	4.58	0.17	3			
		250 (3 h)	1365	0.154	4980	5.01	0.99	5.54	0.17	3			
		200 (4 h)	1200	0.194	2221	5.56	1.02	6.31	0.23	3	5.77	0.28	4
Ma7c	92-3	No	1081	0.185	2453	3.67	0.58	3.29	0.12	1			
		160	Artefacts after heating										
Caluyo Mayo													
88-4	92-3	No	1724	0.164	5621	3.37	0.65	3.18	0.09	1			
		160	1394	0.219	2400	3.55	0.78	4.02	0.14	1			
		170	1208	0.217	2058	3.02	0.81	4.69	0.17	1	6.60	0.34	3
		200	987	0.163	1423	2.07	0.95	5.14	0.22	1	6.14	0.27	3
		215	1039	0.163	1643	1.95	0.98	5.45	0.22	1	5.52	0.20	4
P-26	No	No	1414	0.244	2012	10.61	0.80	4.15	0.14	3			
		200 (4 h)	1366	0.177	1479	5.95	0.99	5.36	0.20	3			
		200 (4 h)	1062	0.183	2445	6.15	0.98	5.38	0.20	3			
P-30	No	No	770	0.249	1605	9.53	0.82	4.23	0.19	3			
		250 (3 h)	1095	0.157	2103	4.18	1.00	6.06	0.23	3			
		250 (3 h)	1207	0.156	3463	4.33	1.02	5.84	0.20	3			

\*Unless specified.

$N_f$  ( $N_i$ ): total number of spontaneous (induced) tracks counted;  $D_f$  ( $D_i$ ): spontaneous (induced) track density;  $d_f/d_i$ : spontaneous to induced mean track size ratio;  $1\sigma$ : 1 standard error propagation of the Poisson errors of  $D_f$  and  $D_i$ ; Obs.: (1) Erika Labrin; (2) Corine Vincent; (3) Giulio Bigazzi; (4) Gérard Poupeau; ppa: previous plateau ages (Poupeau *et al.*, 1992). Neutron fluences (referred to SRM 962a and 963a NIST glass standard, see text): 90-8 ( $1.37 \pm 0.01$ )  $\times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$ ; P-26:  $3.01 \times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$ ; 91-4: ( $1.68 \pm 0.02$ )  $\times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$ ; P-30:  $2.70 \times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$ ; 92-3: ( $1.088 \pm 0.009$ )  $\times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$ .

Fission track ages were calculated with the following constants:  $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{ yr}^{-1}$ ;  $\sigma = 580.2$  barns;  $I = 0.007253$ .

size distribution with temperature, displayed in Fig. 3, confirms that similarity of behaviour of fossil and induced tracks were obtained at 230°C.

### 3.2. Pisa laboratory

Irradiations with a P- prefix were processed in Pisa. The samples were irradiated in the Lazy Susan (LS) rotating facility of the Triga Mark II reactor of LENA, University of Pavia. The LS position is characterized by a Cd ratio for gold of 6.5 and for Cobalt of 48 and a negligible flux gradient (Bigazzi *et al.*, 1988a). The irradiations in this work contained 962a and 963a NIST glass standards for neutron dosimetry and the age standard Fish Canyon Tuff apatites, preheated for 2 h at 500°C before irradiation to totally anneal existing tracks.

The neutron fluences were assessed by using the mean of the NIST Gold and Copper monitor reference values and comparison of induced track areal densities on internal surfaces in SRM 962a and 963a glasses and on mica external detectors, in the NIST and sample irradiations. The mean value was calculated from track densities determined on a polished surface of the glass wafers etched for 30 s in 20% HF at 40°C and in an external mica detector etched for 10 min in 50% HF at 40°C (Bigazzi *et al.*, 1992). The following age values were obtained on the FCT apatite, using the population method for track density measurement:  $27.2 \pm 1.0$  and  $26.3 \pm 1.2$  Ma for irradiation P-26;  $26.7 \pm 1.4$  and  $27.8 \pm 1.3$  Ma for irradiation P-30 (Bigazzi *et al.*, 1992).

Tracks in Macusanites were revealed in 20% HF at 40°C during 90 s. Track counting was performed with a Jenaval (Zeiss-Jena) microscope at 500 $\times$  magnification (objective 50 $\times$ , eyepieces 10 $\times$ ) in transmitted light. Track sizes (or diameters: the major axis of the etch pits) were measured with a Leitz 16 $\times$  moving-line eyepiece. Between 100 and 200 tracks were measured for each mean size.

## 4. RESULTS AND DISCUSSION

The results are displayed in Table 1. As in all Macusanites we measured so far, fossil tracks present some fading, with mean fossil/induced track diameter ratios  $d_f/d_i$  varying from 0.58 (sample Ma7c) to 0.83 (Ma7a). The apparent ages obtained without any sample thermal treatment are therefore meaningless and all samples were treated by the plateau technique (Storzer and Poupeau, 1973). After each heating step, the  $d_f/d_i$  ratio was determined and the plateau age value was considered to be obtained when  $d_f/d_i$  reached unity, within measurement uncertainties.

### 4.1. Chilcuno Grande samples

The eight Chilcuno Grande samples present apparent ages in the  $3.77 \pm 0.10$  (M1-90) to  $4.56 \pm 0.16$  Ma (M4) range. Plateau ages could be determined on six samples; five of these are in the range  $7 \pm 1$  Ma, whilst one sample presented a lower value of  $4.76 \pm 0.18$  Ma.

In samples M6 and M7, plateau ages could not be

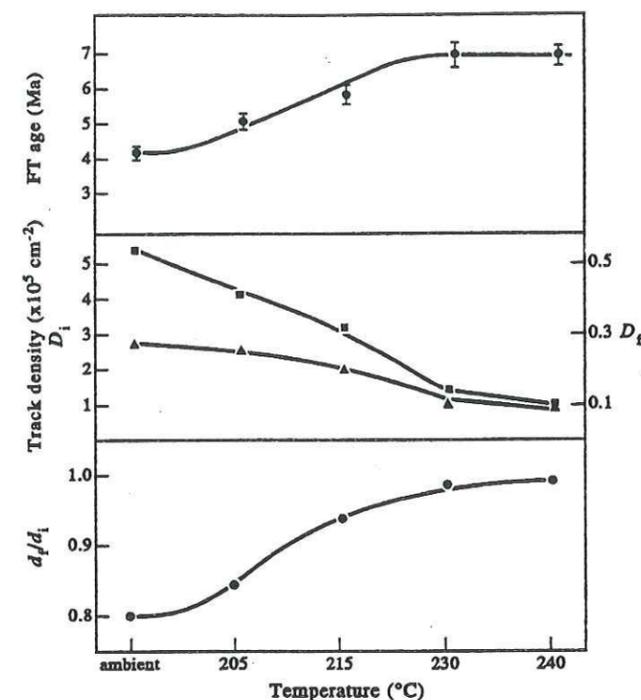


FIG. 2. Evolution of FT age, fossil ( $D_f$ ) and induced ( $D_i$ ) track densities and mean track diameter ratios with temperature in Macusanite M10.

determined, as at 215°C, the highest temperature step where tracks were measurable, the  $d_f/d_i$  ratios were still below unity. At 230°C, track identification was made impossible, due to the etching of a large number of artefacts. From the apparent ages at 215°C, it can be inferred that the plateau ages of these two samples are higher than, respectively,  $4.20 \pm 0.20$  and  $5.20 \pm 0.23$  Ma.

### 4.2. Chilcuno Chico and Samillia samples

The three Macusanites from Chilcuno Chico and two from Samillia, previously dated in Grenoble (Poupeau *et al.*, 1992) were measured in Pisa. The two laboratories obtained concordant plateau ages for the Chilcuno Chico samples and Macusanite Ma7b from Samillia.

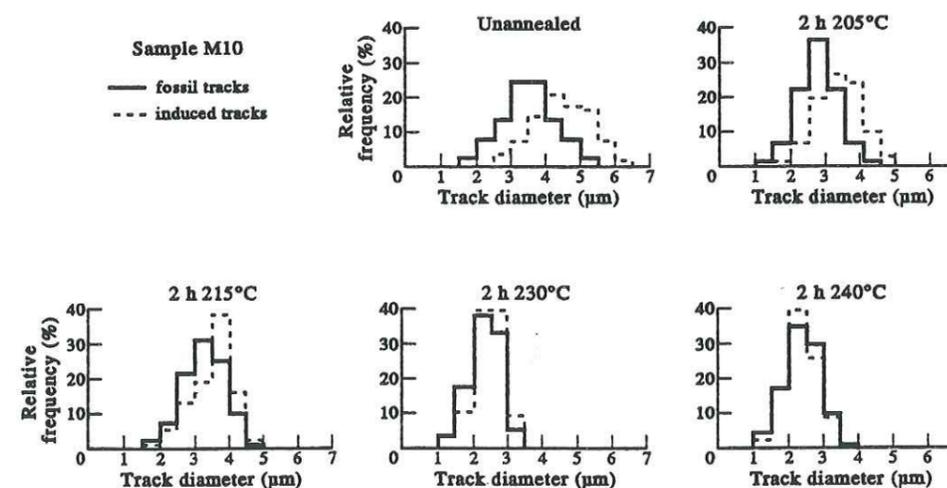


FIG. 3. Evolution of the distributions of fossil and induced track diameters with temperature in Macusanite M10.

Sample Ma7a was re-dated both in Grenoble and Pisa. The five plateau ages measured in Pisa present a dispersion larger than allowed from statistical uncertainties. The Grenoble aliquots, where duplicate counts were made by two observers, present an anomalous behaviour of the 230°C step. It is unexpected that a difference of only 6% in  $d_f/d_i$  between the 200°C and the 230°C steps might result in a more than 50% difference in FT ages. The atypical behaviour of this sample had already been suspected by Poupeau *et al.* (1992) and is substantiated by other (unpublished) observations in Pisa. Whatever the origin of these anomalies (among which is the inhomogeneous distribution of uranium at a mm scale), the reported plateau ages of this sample must be considered with caution. In any case, observation of Table 1 suggests that the 'true' plateau age of this sample might be within the range of other Macusanites.

A previous attempt to date Ma7c failed because of the presence of track-like artefacts revealed after heating at 183°C (Poupeau *et al.*, 1992). A new attempt, using a lower annealing temperature of 160°C (Table 1), failed for the same reason. This sample is characterized by the lowest apparent age in Table 1,  $3.29 \pm 0.12$  Ma, but also the lowest  $d_f/d_i$  ratio, with 0.58. It is therefore expected that its plateau age is  $>4$  Ma.

#### 4.3. Caluyo Mayo sample

Sample 88-4 is the 220 g Macusanite glass cobble provided by R. M. McCorkell for distribution inside the fission track-dating community (Miller *et al.*, 1990). The five plateau ages reported in Table 1 were obtained in various aliquots from a 10 g single fragment of this cobble. Four of these ages were measured in Pisa and the remaining one in Grenoble. They all lie in the range 5.36–6.06 Ma, four values being very similar, between 5.36 and 5.84 Ma. These plateau values are concordant with one of our previous measurements,  $5.52 \pm 0.26$  Ma (Poupeau *et al.*, 1992), also determined on aliquots of our 10 g piece of sample 88-4.

These plateau ages are all younger than five other 'corrected' FT ages: our own plateau ages of  $6.6 \pm 0.34$  and  $6.14 \pm 0.27$  Ma (Poupeau *et al.*, 1992), obtained from splits of the mother, 220 g cobble, and the three plateau- or etch pit-corrected ages of 6.4, 6.9 and 7.2 Ma obtained by three analysts in different laboratories, as reported by Miller *et al.* (1990). These measurements were also presumably made on random mm-sized fragments from the original cobble.

Although the reasons for the discrepancy between measurements on our 10 g single fragment of 88-4 and other corrected ages are not known, it seems possible to make some suggestions. In the FT dating of obsidians, fossil and induced tracks are generally counted on different glass fragments. At least, this is the way we operated. If the analysts cited by Miller

*et al.* (1990) proceeded in this way, then variations of the order of 15% of the uranium content at a cm-scale might account for the homogeneity of those of our results obtained from a small piece of the original cobble, as compared to age measurements made on fragments of unknown location on the much larger original stone. Another possibility might be anomalous etching behaviour after heating, as observed in some of our other Macusanite glass samples. Other sources of discrepancies such as experience of analyst (see Bigazzi *et al.*, 1988b), systematic difference in internal calibrations etc., might also contribute to the differences between our group and the data obtained in other laboratories.

The six plateau ages we obtained on our 10 g piece of sample 88-4 are concordant at  $\pm 2\sigma$ . If we adopt as our 'preferred' plateau age value for sample 88-4 the weighted average of the six determinations made on this 10 g piece, i.e.  $5.62 \pm 0.09$  Ma, the largest discrepancy with other FT corrected ages is  $<20\%$ . This plateau age is concordant with the  $5.67 \pm 0.1$  Ma K–Ar age we obtained (Poupeau *et al.*, 1992) on an aliquot of this 10 g piece.

The seven apparent ages we determined on sample 88-4 range from 3.18 to 5.12 Ma (this work and Poupeau *et al.*, 1992). This is not much different from the 4.0–5.46 Ma range obtained by five analysts, as reported by Miller *et al.* (1990). Such a dispersion in apparent ages might come, in addition to the parameters discussed above, from differential geological annealing. In effect, it is not uncommon that, on a cm scale, natural glasses present significant differences in fossil track annealing (see Storzer and Wagner, 1969, in the case of cm-sized tektites). It is not excluded that the differences in  $d_f/d_i$  reported in Table 1 for unheated aliquots, from 0.65 (Grenoble) to 0.82 (Pisa), be attributable to such an effect. However, the two laboratories use different etching conditions, which might also account, at least partly, for the differences observed.

#### 4.4. Comparison with other age data

The formation ages of Macusanites, as determined by fission-track plateau ages on 12 samples, seem to be related to at least three eruptive periods: the oldest, with Macusanites from Chilcuno Grande and Samillia (Table 1), appear to be around  $7 \pm 1$  Ma; a second episode, represented by the Chilcuno Chico samples, would have occurred between 5.7 and 5.3 Ma. Sample M9 of Chilcuno Grande suggests a more recent eruptive period around  $4.8 \pm 0.2$  Ma. The new age determinations on sample 88-4, whose previous plateau ages were poorly reproducible, indicate that this cobble belongs to the second eruptive period.

Four Macusanites, M1, M2, Ma11 and 88-4 were also dated by K–Ar (Poupeau *et al.*, 1992). Their K–Ar ages are concordant with the plateau ages reported in Table 1. Another Macusanite glass K–Ar age, of  $4.2 \pm 1.5$  Ma, reported (Barnes *et al.*, 1970)

seems to be related to the youngest phases of Macusanite formation.

The above volcanic phases are consistent with those identified from independent age determinations of other volcanoclastic materials from the Macusan ignimbritic fields, at  $7 \pm 1$  Ma by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method (Cheilletz *et al.*, 1992), around 4.9–4.7 Ma, as supported by Rb–Sr data (Pichavant *et al.*, 1987, 1988) and up to  $4.1 \pm 1.0$  Ma from a biotite K–Ar age (Barnes *et al.*, 1970).

### 5. SUMMARY AND CONCLUSIONS

The 15 Macusanites we studied have shortened fossil fission tracks, with mean fossil/induced track diameter ratios varying from 0.58 to 0.83  $\mu\text{m}$ . Ages were therefore determined by the plateau method. New analyses in Pisa and Grenoble of seven Macusanites previously dated by us and new data on eight additional samples confirm our earlier suggestion that Macusanite formation occurred during a time span of a few Ma (Poupeau *et al.*, 1992). This is consistent with previously published fission-track ages (Naeser *et al.*, 1980; Miller and Wagner, 1981; Miller *et al.*, 1990) and with ages obtained with other radiometric methods.

Macusanite formation, from the available fission-track plateau (or track-size corrected) ages, range from 7.9 (this work) to 4.3 Ma (Naeser *et al.*, 1980). Although some values, as discussed above, could be spurious due to anomalous experimental situations, most are distributed in three plateau age groups  $7 \pm 1$ , 5.7–5.3 and around 4.8–4.3 Ma, also documented by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K–Ar and Rb–Sr age determinations.

In 1990, the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology mentioned Macusanite glass as a possible age standard, but also noted that fission-track data were yet insufficient and that no independent age data were available (Hurford, 1990). Our fission-track results suggest that different Macusanite may have different ages and that inhomogeneities inside a single Macusanite might even prevent the use of a single massive cobble as an age standard. In addition, in an ideal standard age, correction should have to be unnecessary. However, at present, as no fission-track glass age standard is available, we believe that Macusanite glass is worthy of further investigations. As a matter of fact, consistent fission-track ages, in close agreement with K–Ar determinations have been obtained on some Macusanites (Poupeau *et al.*, 1992 and this work). Among these, the 220 g, 88-4 cobble, when split from a single, small (10 g) fragment, was used for the spontaneous and induced track counts.

*Acknowledgements*—One of us (G.P.) was able to visit Peru in 1991 and 1992 complete the Macusanites sampling. He acknowledges the kind invitation of Dr Victor Latorre, Director of 'Multiciencias'. In 1992, G.P. was supported by a Consultant grant of the International Center for Theoretical Physics of Trieste (Italy). We are indebted to C. W.

Naeser for providing the 10 g single fragment of Macusanite 88-4. This is contribution 1158 of the Unité de Recherche Associée au CNRS no. 69.

### REFERENCES

- Arroyo G. (1987) Distrito uranífero de Macusani. VI Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Barnes V. E., Edwards G., McLaughlin W. A., Friedman I. and Joensuu O. (1970) Macusanite age, occurrence and composition, Macusani, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.* **81**, 1539–1546.
- Bigazzi G., Dompnier E., Hadler Neto J. C., Poupeau G. and Vuilliez E. (1988a) A reactor intercalibration for fission track-dating and uranium micromapping. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* **15**, 755–757.
- Bigazzi G., Hadler Neto J. C., Norelli P., Osorio Araya A. M., Paulino R., Poupeau G. and Stella de Navia L. (1988b) Dating of glass: the importance of correctly identifying fission tracks. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* **15**, 711–714.
- Bigazzi G., Bonadonna F. P., Laurentzi M. A. and Tonarini S. (1993) A test sample for FT dating of glass shards. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* **21**, 553–561.
- Carpenter B. S. (1984) Calibrated glass standards for fission-track counting. *NBS Special Publication* 260-92. National Bureau of Standards, Washington, D.C.
- Cheilletz A., Clark A. H., Farrar E., Arroyo Pauca G. and Pichavant M. (1992) Stratigraphy and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Macusani ignimbrite field: chronometer of the geodynamic evolution of the Andes of SE Peru. *Tectonophysics* **205**, 307–327.
- Hurford A. J. (1990) Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol. (Iso. Geosci. Section)* **80**, 171–178.
- Lelarge M. L. (1993) Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (Dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (Zone externe de l'Arc Alpin, France). Ph. D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Mansour M. (1991) Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes Occidentales) et des Jebilet (Meseta marocaine). Ph. D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- McCorkell R. and Naeser C. W. (1988) Natural Glass Inter-laboratory Reference Materials for fission-track dating. 6th Int. Workshop on Fission-Track Dating, Besançon, 5–9 September, (Abstract). *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* **17**, 422.
- Miller D. S. and Wagner G. A. (1981) Fission track ages applied to obsidian artefacts from South America using the plateau-annealing and the track-size correction techniques. *Nucl. Tracks* **5**, 147–156.
- Miller D. S., Eby N., McCorkell R., Rosenberg P. E. and Suzuki M. (1990) Results of interlaboratory comparison of fission track ages for the 1988 fission track Workshop. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* **17**, 237–245.
- Naeser C. W., Izett G. A. and Obradovitch J. A. (1980) Fission track and K–Ar ages of natural glasses. *Geol. Soc. Surv. Bull.* **1489**, 1–29.
- Pichavant M., Valencia Herrera J., Boulmier S., Briquieu L., Joron J. L., Juteau M., Marin M., Michard A., Sheppard S. M. F., Treuil M. and Vernet M. (1987) The Macusani glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In Mysen B. O. (Ed.), *Magmatic Processes: Physicochemical principles*. *Geochem. Soc. Spec. Pub.* **1**, 359–373.

- Pichavant M., Kontak D. J., Briquet L., Valencia Herrera J. and Clark A. H. (1988) The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. *Contrib. Miner. Petrol.* **100**, 325-338.
- Poupeau G., Sabil N., Villa I. M., Bigazzi G., Vatin-Perignon N., Flores P., Pereyra P., Salas G. and Arroyo G. (1992) Fission-track and K-Ar ages of "macusanite" obsidian glasses (SE Peru): geodynamic implications. *Tectonophysics* **205**, 295-305.
- Storzer D. and Poupeau G. (1973) Ages-plateaux de verres et minéraux par la méthode des traces de fission. *C. R. Acad. Sci. Paris* **276D**, 137-139.
- Storzer D. and Wagner G. A. (1969) Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. *Earth planet. Sci. Lett.* **5**, 463-468.

**3- DENUDATION DU  
PLUTON DU MONTE CAPANNE,  
ILE D'ELBE (ITALIE)**

### 3- DENUDATION DU PLUTON DU MONTE CAPANNE, ILE D'ELBE (ITALIE)

Le massif granodioritique de Monte Capanne occupe la partie ouest de l'île d'Elbe. De forme circulaire, son point culminant se situe à 1009 m d'altitude.

Cette granodiorite a fait l'objet de nombreuses études géochronologiques depuis 1961 (Ferrara *et al.*, 1961). Récemment, Ferrara et Tonarini (1993) ont dressé un bilan de ces travaux, qui fait apparaître les difficultés rencontrées pour la datation de la mise en place de ce massif intrusif.

L'âge de formation de cette granodiorite n'est donc actuellement pas connu avec une très grande précision; il se situerait entre 6 et 7 Ma. Les conditions d'exhumation de cette granodiorite étaient encore en discussion vers 1990. Selon une première hypothèse ancienne de Trévisan (1950), le décollement gravitaire de la couverture de ce massif serait une conséquence directe de sa mise en place, tandis qu'en 1990, Keller et Piali proposent une dénudation purement tectonique de ce massif. La mise en place du granite est contrôlée par la tectonique distensive.

Un travail préliminaire (article ci-dessous) par traces de fission sur apatites suggère qu'après sa mise en place, il y a 6-7 Ma, la granodiorite se serait refroidie rapidement en moins de 1 Ma. Puis, le massif aurait connu une phase de stabilité thermique correspondant à son séjour dans la zone de rétention partielle des traces (ZRP). Enfin, il aurait été dénudé il y a 2 Ma.

La compréhension de l'histoire complète de sa dénudation nécessiterait la datation par traces de fission d'apatites et de zircons provenant d'un profil Est-Ouest, perpendiculaire à celui qui a été étudié, pour en savoir plus sur le décollement de la couverture et sa direction : progressive ou rapide?. Un tel échantillonnage vient d'être réalisé dans ce but et fera l'objet d'un travail ultérieur.

#### REFERENCES

- FERRARA G. & S. TONARINI, (1993). L'Isola d'Elba : Un Laboratorio Di Geocronologia. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, 227-232.
- FERRARA G., B. HIRT, G. MARINELLI & E. TONGIORGI, (1961). Primi risultati sulla determinazione con il metodo del rubidio-stronzio dell'età di alcuni minerali dell'Isola d'Elba. *Boll. Soc. Geol. It.*, 80, 145-150.
- TRÉVISAN L., (1950). L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento par gravità. *Mem. Soc. Geol. It. Pavia*, 70, 435-470.
- KELLER J.V.A. & G. PIALI, (1990). Tectonics of the island of Elba : a reappraisal. *Boll. Soc. Geol. It.*, 109, 413-425.

## Etude thermo-chronologique de la dénudation du pluton du Monte Capanne (île d'Elbe, Italie) par les traces de fission

par JEAN-PIERRE BOUILLIN\*, GÉRARD POUPEAU\* et NAIMA SABIL\*

**Mots clés.** – Géochronologie, Traces de fission, Ile d'Elbe, Apennin, Mer Tyrrhénienne, Tectonique distensive, Soulèvement et dénudation tectonique, Pliocène, Granite.

**Résumé.** – 7 échantillons de granodiorite ont été prélevés entre le niveau de la mer et le sommet du Monte Capanne. Les âges obtenus par la méthode des traces de fission dans l'apatite indiquent que les échantillons provenant du sommet du massif se sont refroidis au-dessous de  $T_0 \approx 130^\circ\text{C}$  il y a au minimum 5,4 Ma. Ce résultat s'accorde avec les âges (6 à 7 Ma) donnés par les méthodes K/Ar, Rb/Sr, U/Pb. Il implique un refroidissement rapide du pluton après sa mise en place. La mesure des longueurs des traces indique, d'après le modèle de Wagner [1988], que tous les échantillons ont séjourné pendant plusieurs millions d'années dans une zone de rétention partielle des traces (ZRP), à des températures comprises approximativement entre  $130$  et  $60^\circ\text{C}$ . La mise en place du pluton aurait donc été suivie par une période de stabilité tectonique. La dénudation du massif aurait débuté entre 3 et 2 Ma et elle aurait été rapide. En effet tous les échantillons semblent être sortis presque simultanément de la ZRP vers 2 Ma. Nous attribuons ce phénomène à la dénudation tectonique de la partie orientale du pluton dont la couverture aurait été soustraite par le jeu d'une faille normale de faible pendage, à mouvement vers l'est. L'histoire post-magmatique du pluton semble donc avoir été contrôlée, comme l'avait été sa mise en place, par la tectonique de distension liée à l'ouverture de la mer Tyrrhénienne.

### Fission track thermo-chronological study of the Monte Capanne Pluton denudation (Elba Island, Italy)

**Key-words.** – Geochronology, Fission-tracks, Elba Island, Tyrrhenian Sea, Apennine, Uplift and tectonic denudation, Extensional tectonics, Pliocene, Granite.

**Abstract.** – 7 samples of granodiorite were taken between sea level and an altitude of 1009 m. at the top of Monte Capanne. Fission track ages suggest that the samples from the highest altitudes cooled below about  $130^\circ\text{C}$ , 5.4 Ma ago at least. This result agrees with the K/Ar, Rb/Sr and U/Pb ages (6-7 Ma) and indicates a fast cooling of the pluton after its emplacement. The measure of the track lengths, according to the model of Wagner [1988], indicates that all the samples remained for many Ma in a partial annealing zone (PAZ), at temperatures between  $130^\circ\text{C}$  and  $60^\circ\text{C}$ . Therefore a still tectonics stage would have followed the emplacement of the pluton. The denudation of the pluton would have begun between 3 and 2 Ma and it would be fast; all the samples seem to have left the PAZ almost simultaneously 2 Ma ago. We tentatively attribute this fast cooling to a tectonic denudation of the eastern part of the pluton resulting from the movement of the cover along a fault slightly dipping to the east. Thus, as its intrusive phase, the post-magmatic history of the Monte Capanne pluton might have been controlled by extensional tectonics associated to the Tyrrhenian Sea evolution.

#### I. – CADRE GÉODYNAMIQUE ET RAPPELS GÉOLOGIQUES

Le massif du Monte Capanne forme la partie W de l'île d'Elbe (fig. 1). Daté de la limite Miocène-Pliocène, c'est l'un des plutons les plus récents au monde. Il appartient à la province magmatique toscane, active du Miocène supérieur au Quaternaire [Marinelli, 1959; Barberi *et al.*, 1971]. Ce magmatisme, de plus en plus récent d'ouest en est, a été interprété de différentes manières :

- par l'intervention d'un point chaud [Marinelli, 1975];
- comme une conséquence d'une subduction vers l'est de la microplaque Corse-Sardaigne [Alvarez, 1972; Reutter *et al.*, 1978];
- comme lié à l'ouverture de la mer Tyrrhénienne, elle-même associée à la subduction de la plaque adriatique vers l'ouest, avec des modalités variées selon les auteurs [Civetta *et al.*, 1978; Rehault *et al.*, 1984; Di Girolamo, 1988; Malinverno et Ryan, 1986; Lavecchia et Stoppa, 1989].

Ce dernier type d'interprétation correspond le mieux aux données géologiques et géophysiques les plus récentes.

Le pluton du Monte Capanne est de forme sensiblement circulaire, avec un diamètre de 9 km (fig. 2). Il est constitué par une granodiorite calco-alkaline à quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, l'apatite et le zircon. La composition chimique et isotopique indique une origine anatectique [Venzlaff et Waldeck, 1974; Taylor et Turi, 1976].

Le pluton recoupe et métamorphose à son contact des formations qui constituent le prolongement à l'île d'Elbe

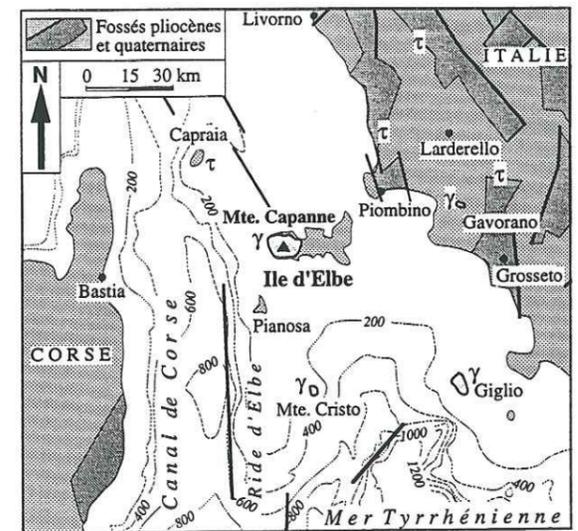


FIG. 1. – Le Monte Capanne dans son environnement régional, d'après Sartori [1988]. Fossés pliocènes à quaternaires, d'après Boccaletti et Coli [1983]. Magmatisme mio-pliocène : γ : granite et granodiorite ; τ : volcanisme.

FIG. 1. – Sketch map of the Monte Capanne in its regional setting, after Sartori [1988]. Pliocene to Quaternary troughs after Boccaletti and Coli [1983]. Mio-Pliocene magmatism : γ : granitic plutons ; τ : effusive.

\* Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS (URA 69), Université J. Fourier, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cedex. Manuscrit déposé le 25 mai 1992; accepté le 15 juillet 1993.

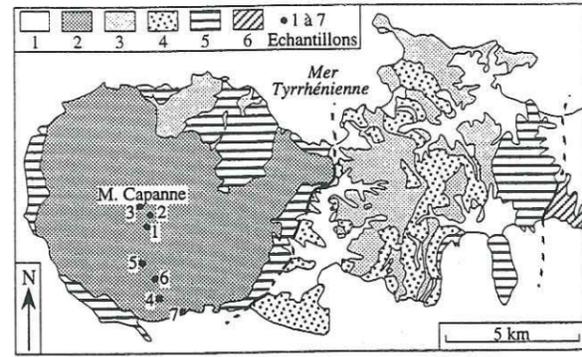


FIG. 2. - Carte géologique de la partie occidentale de l'île d'Elbe. 1 : Quaternaire; 2 : pluton du Monte Capanne; 3 : filons microgranitiques; 4 : flysch à Helminthoïdes; 5 : nappes ligures; 6 : unités toscanes.

FIG. 2. - Geological map of the western part of the Elba Island. 1 : Quaternary; 2 : Monte Capanne pluton; 3 : microgranitic dikes; 4 : Helminthoid flysch; 5 : Ligurian nappes; 6 : Tuscan units.

des nappes ligures de l'Apennin septentrional. Pour cette raison on sait depuis très longtemps [Lotti, 1886] qu'il est d'âge tertiaire. Différentes méthodes radiochronologiques (K/Ar, Rb/Sr, U/Pb) ont permis de préciser cet âge à partir de 1961 [Ferrara *et al.*, 1961; Eberhardt et Ferrara, 1962; Viale, 1964; Evernden et Curtis, 1965; Venzlaff et Waldeck, 1974; Saupé *et al.*, 1982; Juteau *et al.*, 1984; Ferrara et Tonarini, 1985; Borsi *et al.*, 1967]. Ces données, regroupées dans la figure 3, suggèrent que le pluton du Monte Capanne se serait mis en place et aurait rapidement refroidi au-dessous de 300°C il y a 6 à 7 Ma [cf. discussion in Juteau *et al.*, 1984].

La mise en place du pluton est contemporaine des stades actifs de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne, mis en évi-

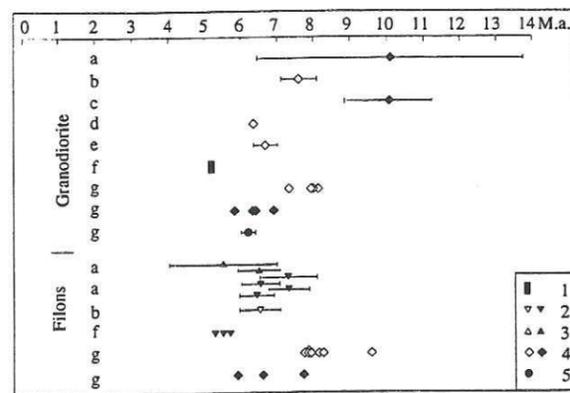


FIG. 3. - Compilation de données géochronologiques sur le Monte Capanne, d'après Saupé *et al.* [1982], complétée. Les âges Rb-Sr ont été recalculés pour une constante de  $1,42 \times 10^{-11}$  ans<sup>-1</sup>. Symboles ouverts : âges K-Ar; symboles pleins : âges Rb-Sr. 1 : isochrone interne; 2 : lépidolite; 3 : pollucite; 4 : biotite; 5 : U-Pb.

a : Ferrara *et al.* [1961]; b : Eberhardt et Ferrara [1962]; c : Viale [1964]; d : Evernden et Curtis [1965]; e : Borsi *et al.* [1967]; f : Venzlaff et Waldeck [1974]; g : Juteau *et al.* [1983].

FIG. 3. - Previous geochronologic data about the Monte Capanne after Saupé *et al.* [1982], completed. Rb-Sr ages have been recalculated for a decay constant of  $1,42 \times 10^{-11}$  a<sup>-1</sup>. Open symbols : K-Ar ages; full symbols : Rb-Sr ages. 1 : internal isochron; 2 : lepidolite; 3 : pollucite; 4 : biotite; 5 : U-Pb.

dence par les profils sismiques et enregistrés par les sédiments [Zitellini *et al.*, 1986; Sartori, 1988; Kastens, Mascle *et al.*, 1990]. Elle s'est donc effectuée dans des conditions distensives. Les structures syn-magmatiques de la granodiorite, étudiées par des méthodes classiques [Boccaletti et Papini, 1989] et par l'anisotropie de susceptibilité magnétique [Bouillin *et al.*, 1993], indiquent que la mise en place du pluton s'est probablement effectuée à partir d'une ouverture en *pull-apart* d'allongement NE-SW.

## II. - LE PROBLÈME DE LA DÉNUDATION DU PLUTON DU MONTE CAPANNE

Le pluton du Monte Capanne recoupe les différents termes d'une nappe ligure (série ophiolitique, radiolarites du Malm, calcaires à calponnelles, flysch à Palombini) ravinés par une formation détritico-écène, mais il ne recoupe pas la nappe du flysch à Helminthoïdes qui est superposée aux terrains précédents [Carta geol. dell'Isola d'Elba, 1967; Perrin, 1974]. En revanche le flysch à Helminthoïdes affleure sur de vastes surfaces à l'est immédiat du massif. Là, il est traversé par de nombreux et puissants sills de microgranite porphyrique. L. Trevisan [1950] a proposé une interprétation de ce dispositif cartographique en supposant que la mise en place du pluton avait créé une intumescence qui, par gravité, avait provoqué le glissement vers l'est d'une partie de la couverture du granite, dont le flysch à Helminthoïdes déjà injecté par les filons associés au pluton. Cette interprétation, appliquée également à des chevauchements qui se sont avérés plus anciens que la mise en place du granite et d'une trop vaste extension pour pouvoir être expliqués par des mécanismes locaux, a subi une désaffection. Cependant les observations qui furent à son origine demeurent valables. Elles posent le problème du mécanisme de dénudation du pluton de l'île d'Elbe, pour lequel on peut envisager *a priori* les possibilités suivantes :

- érosion seule, consécutive à un soulèvement d'ensemble de la partie ouest de l'île d'Elbe, avec ou sans relation directe avec la mise en place du pluton;

- décollement gravitaire d'une partie de la couverture du pluton : soit en relation avec la mise en place de ce dernier [hypothèse de L. Trevisan, 1950], soit postérieurement;

- suppression tectonique de la couverture. En effet on observe à l'île d'Elbe un réamincissement de l'empilement des nappes toscanes et ligures par le jeu de failles distensives très plates [Keller et Piali, 1990]. De telles failles ont pu affecter l'enveloppe du pluton.

La connaissance de la vitesse de la dénudation du granite est susceptible d'orienter le choix entre ces hypothèses. A cette fin, nous avons utilisé les traces de fission dans l'apatite car elles enregistrent l'âge du franchissement d'isothermes de relativement basse température et permettent ainsi l'étude de la dénudation de massifs rocheux [Wagner et Van den Haute, 1992]. La possibilité de dater le passage sous une même isotherme d'échantillons prélevés à des altitudes différentes permet de calculer la vitesse de franchissement de cette isotherme (fig. 4). Cette vitesse correspond principalement à la vitesse de dénudation du massif à laquelle s'ajoute ou se soustrait l'éventuelle vitesse de déplacement des isothermes par rapport à la surface terrestre.

## III. - PRINCIPES D'INTERPRÉTATION DES ÂGES PAR TRACES DE FISSION DANS L'APATITE

Depuis près de dix ans les méthodes d'interprétation des données « traces de fission » (TF) se sont considérablement

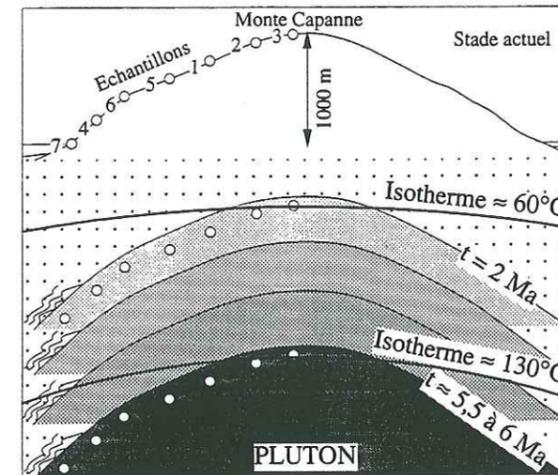


FIG. 4. - Principe du calcul des vitesses de traversée des isothermes. Le pluton et son encaissant ont traversé les isothermes  $\approx 130^\circ\text{C}$  puis  $\approx 60^\circ\text{C}$  en se rapprochant de la surface jusqu'à affleurer. Les échantillons d'altitude  $z$  croissante ont traversé une isotherme donnée à des âges  $t$  de plus en plus récents que l'on peut mesurer par les traces de fission dans l'apatite. On peut donc mesurer les vitesses  $v$  de franchissement des isothermes :  $v = \Delta z / \Delta t$ .

FIG. 4. - Principle of isotherm crossing calculations. On their way towards the surface, up to outcropping, the pluton and the surrounding rocks crossed the  $\approx 130^\circ\text{C}$  and  $\approx 60^\circ\text{C}$  isotherms. The highest the altitude  $z$  of a sample, the earliest it crossed a given isotherm. The apparent rate  $t$  of isotherm crossing is thus given by  $t = \Delta z / \Delta t$ .

affinées. On a ainsi montré la nécessité, dans la reconstitution de l'histoire du refroidissement d'un massif, de compléter les mesures de déterminations d'âge apparent TF par la mesure de la distribution des longueurs des traces de fission spontanée [Wagner et Van den Haute, 1992]. Ces données sont alors traitées avec l'aide du concept simplificateur de zone de rétention partielle (ZRP) des traces, que l'on peut résumer ainsi :

- au dessus d'une température  $T_0$  les traces sont instables et disparaissent rapidement;

- au dessous de cette température les traces sont conservées, au moins partiellement;

- entre la température  $T_0$  et une température ( $T_f < T_0$ ), les traces deviennent progressivement plus stables et leur longueur révélable croît jusqu'à sa valeur maximum. Ce domaine de température correspond à la ZRP. On estime que les températures limites de la ZRP des apatites seraient de l'ordre de 140-120°C pour  $T_0$  et de 70-60°C pour  $T_f$  [Wagner et Van den Haute, 1992];

- au dessous de la température  $T_f$  les traces sont conservées avec leur longueur maximale révélable [Hurford, 1990].

L'étude de la distribution des longueurs des traces dans un échantillon permet donc de savoir si ce dernier a séjourné durablement ou non dans la ZRP.

L'approche que nous avons utilisée, en raison du faible nombre de traces fossiles, est fondée sur la mesure des « longueurs projetées » [Wagner, 1988; Wagner *et al.*, 1989]; elle permet de savoir si un échantillon a traversé la ZRP à vitesse constante ou non et quand il en est sorti.

Le modèle interprétatif de Wagner repose sur la quasi-absence de traces de longueur projetée (*cf. infra*) supérieure à 10  $\mu\text{m}$  dans la ZRP. Selon Wagner [1988] si  $C_r$  et  $C_i$  sont les pourcentages de traces de longueur projetée supérieure

à 10  $\mu\text{m}$ , respectivement pour les traces fossiles et pour les traces induites en réacteur nucléaire, l'âge  $t_f$  de sortie de la ZRP d'un échantillon serait  $t_f = (C_r/C_i) \times t_{app}$ . Pour une série d'échantillons prélevés le long d'un profil topographique, la distribution des âges  $t_f$  et  $t_{app}$  en fonction de l'altitude permet de savoir si tous les échantillons ont traversé la ZRP à vitesse constante ou non : dans le premier cas les courbes  $t_f/\text{altitudes}$  et  $t_{app}/\text{altitudes}$  sont parallèles, alors qu'elles ne le sont pas dans le second. On peut ainsi détecter les variations de la vitesse de refroidissement, généralement liée à celle de la dénudation.

## IV. - ÉCHANTILLONNAGE ET TECHNIQUES EXPÉRIMENTALES

Nous avons prélevé 7 échantillons sur le versant sud du Monte Capanne, entre le bord de mer et le sommet du massif, sur une dénivellation de 1007 m. Il est important de noter que le sommet topographique du Monte Capanne correspond sensiblement à l'apex du pluton. En effet on y trouve des filons microgranitiques analogues à ceux que l'on connaît surtout à la périphérie du massif. De plus, si l'on extrapole vers le haut (vers le sud) la surface qui sépare le granite de son encaissant dans la partie nord du pluton, cette surface passe alors près du sommet topographique. L'absence de faille notable passant entre les points de prélèvement permet de considérer que les différences d'altitude entre les échantillons sont restées constantes au cours du temps et il n'existe pas d'indices d'un basculement du massif.

Les échantillons ont été broyés et tamisés pour obtenir une fraction granulométrique comprise entre 80  $\mu\text{m}$  et 120  $\mu\text{m}$ . Puis les grains d'apatite ont été séparés par densité et par tri magnétique. Enfin deux aliquotes ont été préparées à partir de chaque échantillon. La première a servi au comptage des traces de fission fossiles; la seconde, destinée au comptage des traces induites, a subi un recuit thermique de 2 h à 500°C, afin d'effacer les traces de fission spontanée puis elle a été irradiée dans le réacteur nucléaire Orphée du Centre d'Études Nucléaires de Saclay, en position d'irradiation P1. La fluence neutronique, de  $(1,37 \pm 0,01) \times 10^{15}$  n.cm<sup>-2</sup>, a été calculée à partir de deux verres étalons (moniteurs 962 et 612) du NIST [Carpenter, 1984]. Quelques centaines de grains d'apatite des deux aliquotes d'un même échantillon ont été inclus ensemble dans une pastille d'araldite pour être traités dans des conditions identiques. Après polissage, les traces de fission ont été révélées par une attaque à l'acide nitrique de concentration 1 mole/l, pendant 40 s, dans une cuve à ultrasons, à température ambiante. Les mesures ont été effectuées en microscopie optique avec un objectif à immersion  $\times 100$ , des oculaires  $\times 10$  et une chambre claire illuminant une table à digitaliser reliée à un micro-ordinateur. Deux types de longueurs ont été mesurées : les longueurs projetées (longueurs des projections sur la surface polie des segments de trace recoupés par cette surface) et les longueurs des traces confinées (traces entièrement incluses dans l'échantillon).

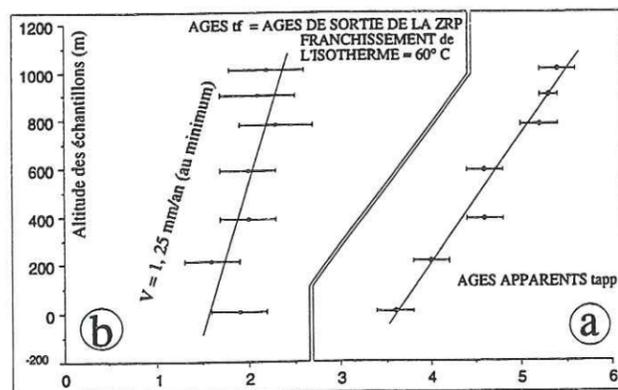
## V. - RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le tableau I présente les mesures permettant de calculer les âges apparents des apatites de la granodiorite de Monte Capanne. Les comptages de traces ont été doublés pour quatre échantillons et triplés pour un cinquième. Les âges obtenus étant toujours concordants à  $\pm 1\sigma$  près, nous avons adopté pour âge apparent des échantillons correspondants la valeur pondérée de ces mesures (tabl. I, dernière co-

TABL. I. - Densités des traces de fission et âges apparents.

TABLE I. - Fission track densities and apparent ages.

Echant.	Altitude (m)	Traces fossiles			Traces induites			Age apparent (Ma) $t_{app} \pm 1\sigma$	Age apparent moyen (Ma) $\pm 1\sigma$
		nb. grains	nb. traces	Densité $D_f \pm 1\sigma$	nb. grains	nb. traces	Densité $D_i \pm 1\sigma$		
		$n_f$	$N_f$	$10^4 \text{ tr/cm}^2$	$n_i$	$N_i$	$10^4 \text{ tr/cm}^2$		
Elb.3	1009	131	689	6,20±0,40	35	1096	9,45±0,50	5,3±0,4	5,4±0,2
		100	508	6,00±0,30	60	1762	8,90±0,25	5,5±0,3	
		136	725	6,30±0,30	50	1570	9,50±0,25	5,4±0,3	
Elb.2	900	200	1019	6,00±0,25	94	2907	9,35±0,20	5,3±0,2	5,3±0,1
		249	1281	6,00±0,25	100	3091	9,35±0,15	5,2±0,2	
Elb.1	783	173	771	5,25±0,25	88	2424	8,35±0,20	5,2±0,3	5,2±0,2
		210	950	5,35±0,20	100	2778	8,40±0,20	5,2±0,2	
Elb.5	592	188	758	4,75±0,20	73	2102	8,70±0,20	4,5±0,2	4,6±0,2
		200	844	4,98±0,20	80	2301	8,70±0,20	4,7±0,2	
Elb.6	390	126	624	5,85±0,30	63	2112	10,15±0,20	4,7±0,2	4,6±0,2
		93	473	6,00±0,30	60	2200	11,10±0,15	4,5±0,3	
Elb.4	210	219	997	5,40±0,20	65	2346	10,90±0,40	4,0±0,2	4,0±0,2
Elb.7	2	196	735	4,45±0,20	56	1862	10,06±0,45	3,6±0,2	3,6±0,2
Etalon		92	477	10,20±0,41	100	1535	3,01±0,06	28,3±1,9	28,3±1,9

FIG. 5. - Ages par trace de fission en fonction de l'altitude des échantillons. a : âges apparents  $t_{app}$ ; b : âges  $t_f$  de sortie de la ZRP (franchissement de l'isotherme = 60°C).FIG. 5. - Distribution of fission tracks ages versus altitude in the Monte Capanne pluton. a : apparent ages  $t_{app}$ ; b : ages  $t_f$  of reaching the total retention zone (cooling below = 60°C).

lonne). Afin de contrôler l'exactitude des déterminations d'âges, nous avons traité selon le même protocole expérimental les apatites du Fish Canyon Tuff qui servent d'étalon international. L'âge de  $28,3 \pm 1,9$  Ma ainsi obtenu est en accord avec les âges de références K/Ar et  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  soit, respectivement,  $27,4 \pm 0,4$  Ma et  $27,8 \pm 0,2$  Ma [Hurford et Hammerschmidt, 1985].

On constate (tabl. I et fig. 5), que les âges apparents des apatites du pluton de Monte Capanne croissent linéairement avec l'altitude, entre  $3,6 \pm 0,2$  Ma et  $5,4 \pm 0,2$  Ma. Les âges  $t_{app}$  les plus anciens correspondent aux échantillons d'altitudes les plus élevées, c'est à dire à ceux qui sont entrés les premiers dans la zone de rétention des traces. Cependant l'âge apparent de 5,4 Ma ne constitue qu'une limite inférieure pour le franchissement de  $T_0$  car tous les échantillons ont séjourné durablement dans une ZRP (cf. *infra*). Compte tenu des âges isotopiques (fig. 3), le refroidissement du sommet du massif au-dessous de  $T_0 \approx 120^\circ\text{C}$  se serait donc produit moins d'un million d'année après la

mise en place du pluton. Un refroidissement aussi rapide est compatible avec le volume relativement modeste de l'intrusion du Monte Capanne et avec sa faible profondeur de mise en place : en effet l'épaisseur de l'ensemble des nappes ligures de l'île d'Elbe, qui constitue le toit du pluton, atteint tout au plus 2500 m d'après les mesures effectuées sur la carte au 25000<sup>ème</sup> dans la partie centrale et orientale de l'île.

Le tableau II présente les mesures qui permettent de calculer les âges  $t_f$  de sortie de la zone de rétention partielle : ce sont les longueurs projetées moyennes des traces fossiles ( $L_f$ ) et induites ( $L_i$ ) ainsi que le pourcentage de traces dont la longueur projetée est supérieure à  $10 \mu\text{m}$  ( $C_f$  pour les traces fossiles;  $C_i$  pour les traces induites). On constate que, dans tous les échantillons, les valeurs  $L_f$  et  $C_f$  sont inférieures aux valeurs correspondantes des traces induites ( $L_i = 6,31 \pm 0,49 \mu\text{m}$  et  $C_i = 12,58 \pm 0,72\%$ ). L'effacement partiel des traces fossiles indique que tous les échantillons ont passé un temps relativement important dans une ZRP.

TABL. II. - Longueurs des traces et âges de sortie de la ZRP.

TABLE II. - Fission track lengths and ages of leaving the PAZ.

Echant.	Traces induites			Traces fossiles			Age apparent (Ma.) $t_{app} \pm 1\sigma$	Age de sortie de la ZRP $t_f \pm 1\sigma$ (Ma) $t_f = t_{app} \times C_f / C_i$	Cs/Ci
	Nb. traces mesurées	Longueur moyenne	Pourcentage $L_i > 10 \mu\text{m}$	Nb. traces mesurées	Longueur moyenne	Pourcentage $L_f > 10 \mu\text{m}$			
	$N_i$	$L_i (\mu\text{m})$	$C_i (\%)$	$N_f$	$L_f (\mu\text{m})$	$C_f (\%)$			
Elb.3	716	5,78	12,40	715	5,43	5,02	5,4±0,2	2,2±0,4	0,40
Elb.2	738	6,93	13,30	708	5,27	4,94	5,3±0,1	2,1±0,4	0,40
Elb.1	812	6,68	13,30	719	5,43	5,45	5,2±0,2	2,3±0,4	0,41
Elb.5	608	6,55	13,15	708	5,51	5,51	4,6±0,2	2,0±0,3	0,42
Elb.6	742	5,58	12,40	709	5,59	5,50	4,6±0,2	2,0±0,3	0,44
Elb.4	732	6,15	11,90	724	5,57	5,11	4,0±0,2	1,6±0,3	0,43
Elb.7	645	6,48	11,65	890	5,65	6,52	3,6±0,2	1,9±0,3	0,56

Le profil âges  $t_f$  / altitudes (fig. 5) suggère une vitesse élevée de sortie de la ZRP : en effet la pente de la droite de régression correspond à un taux de 1,25 mm par an mais, compte tenu de la précision des mesures, il est possible que les vitesses aient été beaucoup plus élevées. Les âges  $t_f$  situeraient ainsi le passage sous  $T_f \approx 60^\circ\text{C}$  vers 2 Ma. La différence entre les pentes  $t_f$  / altitude et  $t_{app}$  / altitude implique que les échantillons étudiés ont séjourné dans la ZRP, entre  $\approx 120^\circ\text{C}$  et  $\approx 60^\circ\text{C}$ , pendant plusieurs Ma. Cela signifie que la couverture du pluton n'a pas été érodée immédiatement après la mise en place de ce dernier qui aurait donc été suivie d'une période de stabilité tectonique.

Par ailleurs Wagner [1988] et Wagner *et al.* [1989] ont montré qu'une dénudation à vitesse constante depuis des températures supérieures à  $120^\circ\text{C}$  conduisait à des valeurs du rapport Cs/Ci comprises entre 0,5 et 0,7. Au contraire une histoire thermique comprenant un séjour prolongé dans une ZRP avant le refroidissement final au-dessous de  $60^\circ\text{C}$  conduirait à des valeurs de Cs/Ci inférieures à 0,5. Or pour six de nos échantillons, Cs/Ci est compris entre 0,40 et 0,43, ce rapport étant de 0,56 pour le septième, prélevé au niveau de la mer. Cela s'accorde avec un séjour prolongé des échantillons dans une ZRP.

Nous avons mesuré les longueurs des traces confinées fossiles dans nos échantillons selon la procédure recommandée par Wagner [1988]. Les longueurs confinées moyennes sont comprises entre  $12,52 \pm 1,37 \mu\text{m}$  (Elb 1) et  $13,87 \pm 0,25 \mu\text{m}$  (Elb 5). Ces valeurs sont significativement inférieures à celles que nous avons mesurées pour des traces fossiles d'apatites volcaniques n'ayant pas subi d'enfouissement, comme celles de Durango, longues de  $14,30 \pm 0,73 \mu\text{m}$ , ce qui implique un temps de séjour dans la ZRP en accord avec les données précédentes. Les longueurs minimum observées varient de  $10,1 \mu\text{m}$  (Elb 6) à  $12,3 \mu\text{m}$  (Elb 1); elles suggèrent que ce séjour a eu lieu essentiellement dans la partie supérieure de la ZRP, condition nécessaire à l'application du modèle interprétatif de Wagner [Hejl, 1993].

Si au moment de la dénudation vers 2 Ma, l'échantillon d'altitude la plus basse appartenait encore à la partie supérieure de la ZRP, on peut en déduire une valeur approximative du gradient géothermique à cette époque qui aurait été au minimum de l'ordre de  $100^\circ\text{C}$  pour 3500 m soit  $29^\circ\text{C}$  par km ( $100^\circ\text{C}$  : température estimée de la partie médiane de la ZRP; 3500 m : épaisseur maximale des nappes ligures + 1000 m de dénivellation entre le sommet du massif et l'échantillon prélevé au niveau de la mer). Cette valeur constitue un minimum. Il est possible en effet que le toit du pluton, qui traverse en partie les nappes, ait été enfoui initialement à moins de 2500 m. De plus il est vraisemblable que le massif a déformé son encaissant en dôme

lors de sa mise en place, de telle sorte que la différence d'enfouissement entre le sommet du massif et l'échantillon d'altitude 0 aurait été inférieure à 1000 m. On peut donc envisager raisonnablement un gradient de l'ordre de  $100^\circ\text{C}$  pour 2500 m, soit  $40^\circ$  par km, voire plus élevé. Nos résultats ne sont donc pas en contradiction avec des estimations obtenues par d'autres méthodes. En effet Marinelli [1971] a proposé une valeur moyenne de  $60-70^\circ\text{C}/\text{km}$  avant l'intrusion des granites et Cataldi *et al.* [1978] ont admis pour le gradient actuel des valeurs de  $40-60^\circ\text{C}/\text{km}$ ; enfin des gradients encore plus élevés sont connus localement : à Larderello où ils se seraient maintenus à  $120-150^\circ\text{C}/\text{km}$  pendant plusieurs Ma [Del Moro *et al.*, 1982] et en mer Tyrrhénienne, au nord du mont sous-marin De Marchi, où des valeurs de  $105$  à  $140^\circ\text{C}/\text{km}$  ont été mesurées dans le forage ODP 652 [Kastens, Masclé *et al.*, 1990, p. 403].

Si nous retenons qu'il y a 2 Ma, âge moyen autour duquel le pluton est sorti de la ZRP, le gradient géothermique était d'environ  $40^\circ\text{C}/\text{km}$  et la vitesse de dénudation de 1,25 mm par an, le refroidissement entre les températures approximatives du milieu et du sommet de la ZRP (respectivement  $100^\circ\text{C}$  et  $60^\circ\text{C}$ ) se serait effectué en moins d'1 Ma.

Ainsi les âges et les vitesses résultant de la mesure des traces de fission, les âges isotopiques, l'épaisseur mesurée de la couverture du pluton et la valeur du gradient géothermique régional concordent assez bien pour fixer la trame suivante de l'histoire thermique post-magmatique du Monte Capanne : il paraît très probable qu'après sa mise en place magmatique, il y a 6-7 Ma, le pluton de Monte Capanne s'est refroidi rapidement, en moins de 1 Ma, son sommet passant sous l'isotherme  $130^\circ$  il y a plus de 5,4 Ma. Il aurait connu ensuite une période de stabilité tectonique et thermique, permettant le séjour de l'ensemble du massif dans la ZRP pendant 3 à 4 Ma. La dénudation du massif aurait débuté entre 3 et 2 Ma, à une vitesse atteignant au moins 1,25 mm/an il y a 2 Ma. A cette vitesse élevée, la dénudation aurait pu s'achever en moins d'1 Ma.

## VI. - INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE

La sortie de la ZRP, il y a 2 Ma environ, semble avoir été trop rapide pour avoir été provoquée par le simple mécanisme de l'érosion accompagnant un soulèvement progressif. On peut envisager plutôt la suppression tectonique ou gravitaire de la couverture du pluton. Dans ce dernier cas la vitesse apparente de franchissement des isothermes n'a pas de signification géologique simple. Elle dépend en effet de la direction de déplacement de la couverture par rapport à celle de la ligne d'échantillonnage et elle corres-

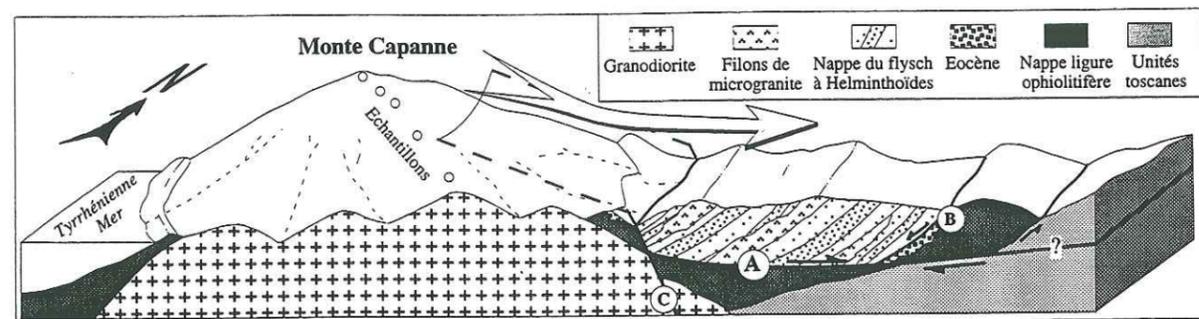


FIG. 6. – Illustration très schématique de l'hypothèse proposée. A : faille distensive supposée à l'origine de la dénudation du pluton ; B : contacts de base de nappe ayant joué en failles normales ; C : faille tardive.

FIG. 6. – Sketchy block-diagram illustrating the proposed hypothesis : A : low-dipping normal fault supposedly responsible of the pluton denudation ; B : previous thrusts behaving as normal faults ; C : late fault.

pond à la composante du déplacement parallèle à cette ligne ; à la limite, si la direction de déplacement de la couverture était perpendiculaire à la ligne d'échantillonnage, les échantillons pourraient avoir franchi en même temps l'isotherme, quelle que soit la vitesse réelle de dénudation.

Nos résultats s'accordent donc assez bien avec l'hypothèse de L. Trevisan [1950] faisant des terrains situés à l'est de Monte Capanne la couverture initiale, déplacée, du pluton. Mais le déplacement paraît beaucoup plus récent que ne l'envisageait cet auteur qui en faisait un phénomène contemporain de la mise en place magmatique. Nous sommes donc conduits à distinguer deux épisodes dans l'histoire des rapports du pluton et de son encaissant :

— un premier épisode syn-magmatique, datant de 6-7 Ma, est caractérisé par un cisaillement ductile en extension, de direction NW-SE à la limite du pluton et de sa couverture ; cet épisode a été enregistré par des linéations d'étirement NW-SE dans l'encaissant [Bouillin, 1983] et dans la granodiorite ; ce premier épisode, correspondant soit à la mise en place du granite dans une ouverture en *pull-apart* [Bouillin *et al.*, 1993], soit au fonctionnement d'une faille de détachement [Daniel et Jolivet, 1992], n'aurait pas conduit à la dénudation du pluton ;

— le second épisode, daté autour de 2 Ma par les traces de fission, est celui de la disparition rapide de la couverture du pluton dans la zone étudiée. Il n'est pas impossible qu'un décollement gravitaire en soit la cause car de tels décollements, indiqués sur la carte géologique au 25 000 [1967], sont bien visibles dans la morphologie, aux bordures SW et W du massif. Cependant nous attribuons plutôt ce phénomène au jeu d'une faille normale à faible pendage qui se serait moulée sur la partie orientale du pluton en lui soustrayant sa couverture par un mouvement vers l'est. En effet l'on peut observer une importante faille de ce type

dans la partie centrale de l'île d'Elbe. Il est d'ailleurs possible que la faille de l'Elbe centrale soit contemporaine de celle dont nous envisageons l'existence à l'est du Monte Capanne car elle recoupe les filons d'aplite associés au pluton de Porto-Azzurro daté entre  $6,2 \pm 0,5$  et  $5,1$  Ma [Saupé *et al.*, 1982]. Le fait que le mouvement supposé de la faille du Monte Capanne ait été presque perpendiculaire au profil d'échantillonnage suffirait alors à expliquer la grande vitesse apparente de dénudation (fig. 6).

#### CONCLUSION

Après une mise en place magmatique à une profondeur de l'ordre de 2500 m, il y a 7 à 6 Ma, le pluton du Monte Capanne serait demeuré pendant 3 à 4 Ma dans des conditions de relative stabilité thermique et tectonique avec, probablement, une lente diminution du gradient géothermique. Puis, autour de 2 Ma, le pluton aurait subi une dénudation rapide. Ce dernier phénomène pourrait être attribué, hypothétiquement, à la soustraction de la partie orientale de la couverture du massif par une faille normale à mouvement vers l'est, liée au réamincissement de l'Apennin et à l'ouverture de la mer Tyrrhénienne.

L'évolution structurale du pluton du Monte Capanne, pour ses stades post-magmatiques comme pour ses stades magmatiques, aurait donc été constamment contrôlée par des mécanismes distensifs liés à un processus régional d'amincissement crustal.

*Remerciements.* – Les auteurs remercient E. Labrin et F. Sénebier pour leur participation au laboratoire, et Ph. Olivier pour son aide sur le terrain.

#### Références

- ALVAREZ W. (1972). – Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. – *Nature*, **235**, 103-105.
- BARBERI F., INNOCENTI F. & RICCI C.A. (1971). – Il magmatismo nell'Apennino centro-settentrionale. – *Rend. Soc. Min. e Petr.*, **27**, 169-210.
- BOCCALETTI M. & PAPINI P. (1989). – Ricerche meso e microstrutturali sui corpi ignei neogenici della Toscana. 2 : l'intrusione del M. Capanne (Isola d'Elba). – *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**, 699-710.
- BORSI S., FERRARA G. & TONGIORGI E. (1967). – Datazioni con il metodo K/Ar dell'età delle rocce magmatiche della Toscana. – *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**, 3, 403-410.
- BOUILLIN J.-P. (1983). – Exemples de déformations locales liés à la mise en place de granitoïdes alpins dans des conditions distensives : l'île d'Elbe (Italie) et le Cap Bougaroun (Algérie). – *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **24**, 2, 101-116.
- BOUILLIN J.-P., BOUCHEZ J.-L., LESPINASSE P. & PECHER A. (1993). – Granite emplacement in an extensional setting : an AMS study of

- the magmatic structures of Monte Capanne (Elba Island, Italy). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **118**, 263-279.
- CARPENTER B.S. (1984). – Calibrated glass standards for fission track use. – *NBS Sp. Pap.*, **260-49**, 12 p.
- Carta geologica dell'Isola d'Elba 1/25 000<sup>e</sup> (1967). – Cons. Naz. delle Ric., Gruppo di ric. p. la Geol. dell'App. Centrossett. e della Tosc., ser. II e VII. Pisa.
- CATALDI R., LAZZAROTTO A., MUFFLER L.J.P., SQUARCI P. & STEFANI G. (1978). – Assessment of geothermal potential of central and southern Tuscany. – *Geothermics*, **7**, 91-131.
- CIVETTA L., ORSI G., SCANDONE P. & PECE R. (1978). – Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines. – *Nature*, **26**, 604-606.
- DANIEL J.-M. & JOLIVET L. (1992). – Extension ductile, granites et ouverture de la mer Tyrrhénienne. – *14<sup>e</sup> Réunion. Sci. Terre*, Toulouse, p. 47.
- DEL MORO A., PUXEDDU M., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLA I.M. (1982). – Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300°-400° C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **81**, 340-349.
- DI GIROLAMO P. (1988). – Geodynamic significance of late Oligocene-Quaternary tuffites from southern Italy. – *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**, 17-23.
- EBERHARDT P. & FERRARA G. (1962). – Confirmation of the absolute age of the granodiorite outcrop in Elba Island with potassium/argon measurements. – *Nature*, **196**, 665-666.
- EVERNDEN J.-F. & CURTIS G.H. (1965). – Potassium-argon dating of late Cenozoic rocks in east Africa and Italy. – *Curr. Anthropol.*, **6**, 343-362.
- FERRARA G., HIRT B., MARINELLI G. & TONGIORGI E. (1961). – Primi risultati sulla determinazione con il metodo del rubidio-stronzio dell'età di alcuni minerali dell'Isola d'Elba. – *Boll. Soc. Geol. It.*, **80**, 145-150.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985). – Radiometric geochronology in Tuscany : results and problems. – *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **40**, 111-124.
- HEIL E. (1993). – On the thermochronological significance of semi-track lengths. – *On Track*, May issue, 14-17.
- HURFORD A.J. (1990). – Standardization of fission track dating calibration : recommendation by the fission track working group of the I.U.G.S. subcommission on geochronology. – *Chem. Geol.*, **80**, 171-178.
- HURFORD A.J. & HAMMERSCHMIDT K. (1985). – <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the Bishop and Fisch Canyon Tuffs : calibration ages for fission-track dating standards. – *Chem. Geol.*, **58**, 23-32.
- JUTEAU M., MICHARD A., ZIMMERMANN J.L. & ALBAREDE F. (1984). – Isotopic heterogeneities in the granitic intrusion of Monte Capanne (Elba Island, Italy) and dating concepts. – *J. Petrol.*, **25**, 532-545.
- KASTENS K.A., MASCLE J. *et al.* (1990). – *Proc. ODP*, Sc. Res., **107**, 1013 p.
- KELLER J.V.A. & PIALLI G. (1990). – Tectonics of the Island of Elba : a reappraisal. – *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**, 413-425.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989). – Il « rifting » tirrenico : delaminazione della litosfera continentale e magmatogenesi. – *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**, 219-235.
- LOTTI B. (1886). – Descrizione geologica dell'Isola d'Elba. – *Mem. Descr. Carta geol. It.*, **2**, Roma, 254 p.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986). – Extension of the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. – *Tectonics*, **5**, 227-245.
- MARINELLI G. (1959). – Le intrusioni terziarie dell'Isola d'Elba. – *Atti Soc. Toscana Sc. Nat.*, (A) **66**, 251.
- MARINELLI G. (1971). – L'energia geotermica. In : La Toscana meridionale. – *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, **27**, 298-316.
- MARINELLI G. (1975). – Magma evolution in Italy. In : SQUYRES C.H. (Ed.), Geology of Italy. – Earth Sci. Soc. Libya, 165-219.
- PERRIN M. (1974). – Contribution à l'étude géologique de l'île d'Elbe (Italie). – Thèse d'Etat, Univ. Caen, 764 p.
- REHAULT J.-P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984). – The western Mediterranean basin evolution. – *Mar. Geol.*, **55**, 447-477.
- REUTTER K.J., GÜNTHER K. & GROSCURTH J. (1978). – An approach to the geodynamics of the Corsica-northern Apennines double orogen. – In : Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists. – Schweizerbart'sche, Stuttgart, 299-311.
- SARTORI R. (1988). – Notes on the geology of the acoustic basement in the Tyrrhenian sea. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **36**, 99-108.
- SAUPÉ F., MARIGNAC C., MOINE B., SONET J. & ZIMMERMANN J.-L. (1982). – Datation par les méthodes K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'île d'Elbe (province de Livourne, Italie). – *Bull. Mineral.*, **105**, 236-245.
- TAYLOR H.P.J. & TURI B. (1976). – High-<sup>180</sup> igneous rocks from the Tuscan magmatic province, Italy. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **55**, 33-54.
- TRÉVISAN L. (1950). – L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento par gravità. – *Mem. Istit. Geol. It. Pavia*, **70**, 2, 435-470.
- VENZLAFF V. & WALDECK H. (1974). – Geochemical investigations on the Island of Elba. II. Age dating of central and western Elba Granites. A Comparison. – *N. Jb. Miner. Abh., Stuttgart*, **120**, 315-323.
- VIALETTE Y. (1964). – Sur l'âge radiométrique de la biotite du massif granodioritique de l'île d'Elbe par la méthode au strontium. – *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, **25**, 101-102.
- WAGNER G.A. (1988). – Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60°C : projected length studies. – *Chem. Geol.*, **72**, 145-153.
- WAGNER G., GLEADOW A.J.W. & FITZGERALD P.G. (1989). – The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis : projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains. – *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **79**, 295-305.
- WAGNER G. & VAN DEN HAUTE P. (1992). – Fission-track dating. – Kluwer Academic Press, Dordrecht, 285 p.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. & FABBRI A. (1986). – Neogene tectonics of the northern Tyrrhenian sea. – *Riv. geol. sedim. geol. mar.*, Bologne, (3), **48**, 25-40.

**4- LA MARGE TRANSFORMANTE  
DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA**

#### 4- LA MARGE TRANSFORMANTE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA

Le prélèvement systématique d'échantillons le long de l'escarpement de la faille transformante de Côte d'Ivoire-Ghana a été effectué en juin 1992 dans le cadre de la mission EQUANAUTE. Le matériel prélevé entre 2000 m et 4500 m de profondeurs le long d'une dizaine de profils topographiques explorés comportait des sédiments gréseux d'âge crétacé inférieur.

Le travail présenté ci-dessous montre la première approche thermochronologique de cette marge, réalisé sur trois échantillons prélevés à différentes profondeurs sur trois profils dans des niveaux gréseux. Il apparaît ainsi que ces sédiments crétacés ait été soumis à une température supérieure à 120°C, puis dénudés au cours du Paléocène.

# La marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana : premières données thermo-chronologiques (campagne Equanaute, 1992)

Jean-Pierre Bouillin, Gérard Poupeau, Ludovic Riou, Naïma Sabil, Christophe Basile, Jean Mascle,  
Georges Mascle et l'équipe Equanaute

C.R. Acad. Sci. Paris,  
t. 318, série II,  
p. 1365 à 1370,  
1994

J.-P. B., G. P., N. S., C. B. et G. M. : URA  
CNRS n° 69, Laboratoire de  
Géodynamique des Chaînes Alpines,  
Université de Grenoble-I, 15, rue  
M.-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex,  
France;

J. M. : URA CNRS n° 718, Laboratoire  
de Géodynamique Sous-Marine,  
BP n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer,  
France;

L. R. : 13, impasse Saint-Jean, 72650  
Aigné, France.

**Résumé** Trois échantillons de grès prélevés sur la pente sud de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana ont été étudiés par la méthode des traces de fission dans l'apatite. Les mesures montrent que les trois échantillons ont subi une élévation de température supérieure à 120°C, en accord avec le léger métamorphisme observé le long de la marge. Les âges de refroidissement enregistrés par les apatites sont de 70 Ma, à l'Est, 52 Ma dans la partie médiane de la marge et 44 Ma, à l'Ouest. Ces résultats préliminaires impliquent probablement une dénudation de la marge entre la fin du Crétacé et l'Éocène.

**Mots-clés** : Afrique occidentale, Atlantique équatorial, marge transformante, traces de fission.

**Abstract** **The Ivory Coast-Ghana transform margin:  
preliminary thermo-chronological results (Equanaute cruise, June 1992)**

Three sandstone blocks were sampled during dives along the southern slope of the Ivory Coast - Ghana continental margin and studied using fission tracks in apatite. Measurement demonstrates that samples were heated above 120°C. This result agrees with the slight metamorphism observed along the margin. The ages of cooling recorded by the apatite crystals are 70 Ma eastward, 52 Ma in the middle part of the margin and 44 Ma westward. These preliminary results indicate probable denudation of the margin during Paleocene / Eocene times.

**Keywords** : Western Africa, Equatorial Atlantic, transform margin, fission tracks.

**Abridged  
English  
Version**

## INTRODUCTION

THE Ivory Coast-Ghana (ICG) continental margin is a typical transform margin (Mascle *et al.*, 1989; Basile *et al.*, 1992, 1993), in the western prolongation of the Romanche oceanic transform fault (figure 1). Its main morphological feature is a very linear and steep slope (figure 2) between the abyssal plain of the Gulf of Guinea, southward, and the deep Ivorian Basin, northward. The slope is made of a sedimentary unit interpreted as the syn-rift sequence of the Ivorian Basin (Blarez *et al.*, 1987; Basile *et al.* 1989; Popoff *et al.*, 1989; Basile *et al.*, 1993; Mascle *et al.*, 1988). During the Equanaute diving cruise, sandstones, slightly metamorphosed silts and

pelites have been sampled along 14 geological sections. They look like Lower Cretaceous formations of the Benoué Basin (Nigeria) and, partly, Proterozoic rocks of the Lower Voltaian (Mascle *et al.*, 1993).

## AIM OF THE STUDY

The thermal history of the ICG transform margin is still poorly known. Nevertheless it would be original and interesting because during Cretaceous times the northern end of an oceanic accretion ridge has slipped along the margin (figure 3), inducing probably a heating of the continental lithosphere (Mascle and Blarez, 1987; Todd and Keen, 1989; Lorenzo *et al.*, 1991).

## Note

présentée par  
Michel Durand-Delga.  
remise le 26 novembre 1993,  
acceptée après révision  
le 16 mars 1994.

1250-8050/94/03181365 • \$ 2.00 © Académie des Sciences

1365

The fission tracks method allows it to be found if apatite-bearing rocks have been heated above  $\approx 120^\circ\text{C}$  and then the age of cooling below this temperature can be dated. Therefore it seemed to be an appropriate way to study the thermal evolution of the margin as the Equanaute cruise provided much apatite-bearing sandstone, sampled *in situ*.

#### SAMPLING AND EXPERIMENTAL TECHNIQUES

We have studied 3 samples of feldsparic and micaceous coarse sandstone, probably Lower Cretaceous in age: EN01-3b, located in the lower part of the continental slope, at depth of 3,819 m; EN04-9, sampled near the top of the ICG ridge, at 2,405 m; EN09-2, situated near the western extremity of the ridge, at 3,905 m (figure 1). The samples are rich in crystals of apatite that are limpid and bear fission tracks. The apatite grains were mounted in resin, polished, etched by NaOH. They were studied using the external detector method (Hurford and Green, 1983).

#### RESULTS AND GEOLOGICAL INTERPRETATION

The results are displayed in table. The number of individually dated crystals varies from 6 to 15. A test of  $\chi^2$  indicates a unique population of ages for each sample. This is also shown by the isochrone of figure 4. Therefore the rocks studied here began to record fission tracks from 70 Ma for sample EN01-3b, 52 Ma for EN04-9 and 44 Ma for EN09-2. These ages mean two things: 1<sup>o</sup> the apatite grains of the sandstones, probably reworked from the African craton, have lost their pre-detrital tracks: therefore they were heated at a temperature above  $120^\circ\text{C}$ ; 2<sup>o</sup> the apatite grains cooled below

#### RAPPELS GÉOLOGIQUES

La marge de Côte d'Ivoire-Ghana est un exemple type de marge transformante (Masclé et al., 1989; Basile et al., 1992, 1993). Située dans le prolongement oriental de la zone de fracture océanique de la Romanche, elle est caractérisée par une ride marginale longue de 130 km (figure 1). La ride sépare la plaine abyssale du Golfe de Guinée, au Sud, du Bas-

$\approx 120^\circ\text{C}$  only after the later Cretaceous or the Lower-Middle Eocene. A preliminary study of the track lengths indicates a rather quick cooling.

The heating recorded by fission tracks in apatite agrees with the slight synschistose metamorphism, probably Cretaceous in age, observed in the pelitic rocks sampled on the ICG margin slope (Blarez et al., 1987; Masclé et al., 1993). If the age of heating is truly Cretaceous, the samples would have remained at a temperature higher than  $120^\circ\text{C}$  for a very long time (20 Ma or more for EN04-9 and EN09-2). They would have been situated at a depth of several kilometres below the topographic surface (2 km for example with a high geothermal degree of  $60^\circ\text{C}/\text{km}$ ). Therefore it is necessary to find a mechanism that explains the denudation of the sampled rocks. Gravity and tectonics (normal faults and cliff collapse) or, more hypothetically, erosion may be involved.

#### CONCLUSIONS

The method of fission tracks in detrital apatite is an efficient way to study the thermal history of the Ivory Coast-Ghana transform margin. Fission tracks show that the sedimentary rocks of the margin were heated higher than  $120^\circ\text{C}$ . In the geological context, it is very unlikely that such a temperature is due only to burying. The first datings indicate an Eocene age for the denudation of the studied samples. The denudation, maybe related to the thermal subsidence, would be later than the Santonian (80 Ma) geodynamic reorganization of the Equatorial Atlantic Ocean.

sin Ivoirien profond, au Nord (figure 2). Les données sismiques et les dragages des campagnes précédentes (Blarez et al., 1987; Basile et al. 1989; Popoff et al., 1989; Basile et al., 1993) ont mis en évidence la nature sédimentaire de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (RCIG); elles ont permis de distinguer cinq unités litho-acoustiques dont la plus profonde, séparée des suivantes par une discordance majeure, a été interprétée comme la

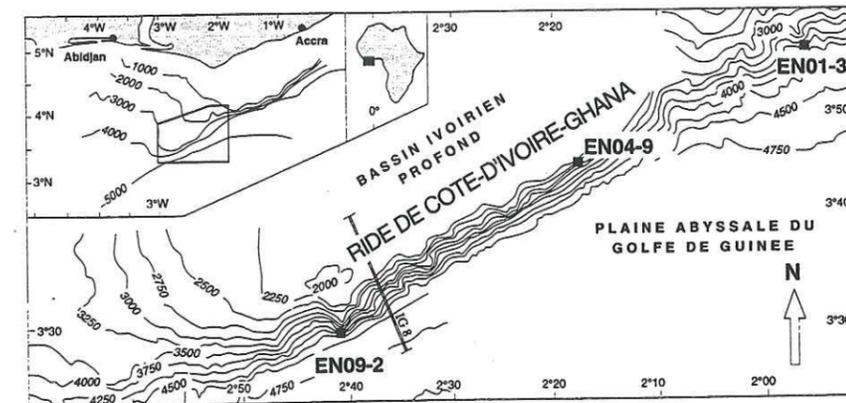


Figure 1 Bathymétrie simplifiée de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana et localisation des échantillons; IG 8 : emplacement du profil de la figure 2.

Simplified bathymetric map of the Ivory Coast-Ghana ridge and location of the samples; IG 8: location of the geological section of figure 2.

séquence syn-rift du Bassin Ivoirien (Masclé et al., 1988). Cette unité basale, supposée d'âge Crétacé inférieur, forme la pente méridionale de la RCIG et son prolongement vers l'Est sous forme d'une étroite pente continentale. Durant la campagne Equanaute (juin 1992), ces pentes ont été échantillonnées le long de 14 profils réalisés à bord du submersible *Nautilus*. Les prélèvements confirment les premières hypothèses sur la stratigraphie de l'unité litho-acoustique basale : ils sont constitués par des roches détritiques (grès, silts, pélites) déformées et légèrement métamorphosées. Certains échantillons présentent de fortes analogies avec les dépôts de la formation albienne d'Asu River dans le bassin de la Basse-Bénoué (Nigeria) tandis que d'autres, plus métamorphiques et situés en position basse le long de la pente, évoquent plutôt les faciès protérozoïques du Voltaïen inférieur (Masclé et al., 1993).

#### OBJECTIF DE L'ÉTUDE

On manquait jusqu'à présent de contraintes sur la chronologie de l'histoire thermique de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana. Celle-ci constitue cependant un type original. En effet une lithosphère océanique, de plus en plus chaude jusqu'au passage de l'axe d'accrétion, probablement au cours du Crétacé supérieur, a coulissé le long de cette marge (figure 3). On peut supposer que cette mise en contact a provoqué un échauffement de la lithosphère continentale, pourtant non

aminée (Masclé et Blarez, 1987; Todd et Keen, 1989; Lorenzo et al., 1991).

La méthode des traces de fission dans l'apatite, qui permet de déterminer les âges de refroidissement au-dessous d'une température de l'ordre de  $120^\circ\text{C}$ , a paru susceptible de fournir des données concernant l'histoire thermique de la marge. En effet, d'une part, la cartographie des fonds marins par sondeur *Seabeam* et le prélèvement *in situ* par le *Nautilus* ont permis de repérer avec précision la position d'un grand nombre d'échantillons et, d'autre part, le matériel récolté est constitué pour partie par des grès arkosiques, assez riches en apatite.

#### ÉCHANTILLONNAGE ET TECHNIQUES EXPÉRIMENTALES

Afin d'éprouver la possibilité d'appliquer la méthode des traces de fission au matériel récolté, nous avons étudié trois échantillons, d'âge Crétacé inférieur probable, situés l'un vers le haut de la pente et les deux autres vers sa base (figure 1).

- L'échantillon EN01-3b a été prélevé à 3 819 m de profondeur, dans la partie basse de la pente continentale, à l'Est de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Il est constitué par un grès verdâtre, feldspathique et micacé.

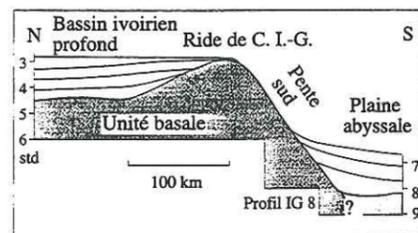
- EN04-9 (2 405 m) a été récolté vers le sommet de la RCIG. Il s'agit d'un grès quartzeux jaunâtre, grossier, mal classé, à feldspaths altérés et micas blancs.

**Tableau** Ages par traces de fission : données analytiques.  $n$  : nombre de grains d'apatite par échantillon;  $N_f$  et  $N_i$  : nombre de traces fossiles et induites;  $\rho_f$  et  $\rho_i$  : nombre de traces par centimètre carré;  $\chi^2$  : test du  $\chi^2$  (A : accepté; R : refusé); Obs : observateur (1 : Ludovic Riou; 2 : Naïma Sabil). Lorsque le test du  $\chi^2$  est accepté, l'âge est mesuré selon  $t = (\sum N_f / \sum N_i) \cdot \rho_i / \rho_f \cdot \zeta$ ; lorsque le test est refusé, l'âge est calculé selon  $t = (\sum (\rho_f / \rho_i) / n) \cdot \rho_i \cdot \zeta$ . Le paramètre  $\zeta$ , calculé à partir de l'apatite de Durango, est  $328 \pm 12$  pour l'observateur 1 et de  $317 \pm 7$  pour l'observateur 2.  $\rho_f$  est la densité de traces mesurée dans les feuilles de kapton associées à des moniteurs de verre n° 962 du National Institute of Standard and Technology (Gaithersburg, USA), irradiés avec les échantillons à dater. Le nombre de traces mesurées dans le kapton est de 17910 et  $\rho_i = (5,30 \cdot 10^5 \pm 0,04) \cdot 10^5$  t/cm<sup>2</sup>. Les incertitudes sur les âges ont été calculées selon Green (1981).

Fission track ages: analytic data.  $n$ : number of apatite grains by sample;  $N_f$  and  $N_i$ : number of natural and induced tracks;  $\rho_f$  and  $\rho_i$ : number of tracks per square centimetre;  $\chi^2$ : test of  $\chi^2$  (A: accepted; R: refused); Obs: observer;  $\zeta$ , calculated from the Durango apatite, is  $328 \pm 12$  for Obs 1 and  $317 \pm 7$  for Obs 2;  $\rho_i = (5.30 \times 10^5 \pm 0.04) \times 10^5$  t/cm<sup>2</sup>.

Échantillon	$n$	$N_f$	$\rho_f \pm 1\sigma$ (10 <sup>5</sup> t/cm <sup>2</sup> )	$N_i$	$\rho_i \pm 1\sigma$ (10 <sup>5</sup> t/cm <sup>2</sup> )	$\chi^2$	$t$ (Ma) $\pm \sigma$	Obs.
EN01-3b	6	292	9,58 $\pm$ 0,56	361	11,85 $\pm$ 0,62	A	70 $\pm$ 6	1
EN09-2	14	394	3,33 $\pm$ 0,17	783	6,61 $\pm$ 0,24	A	44 $\pm$ 3	1
EN04-9	15	757	5,96 $\pm$ 0,22	1258	9,91 $\pm$ 0,28	A	52 $\pm$ 3	1
EN04-9	13	706	6,42 $\pm$ 0,24	1013	9,21 $\pm$ 0,29	R	58 $\pm$ 10	2

**Figure 2** Coupe transversale de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana, avec les différentes unités sédimentaires mises en évidence par la sismique. Les échantillons étudiés ont été prélevés sur la pente sud.



Cross section of the Ivory Coast-Ghana ridge, with the sedimentary seismic units. Samples were taken on the southern slope.

– EN09-2 (3905 m) est situé vers l'extrémité occidentale de la ride. C'est un grès grossier verdâtre, granoclassé, faiblement micacé.

Après broyage, tamisage et séparation, les échantillons ont livré des grains d'apatite (80-160  $\mu$ m) très limpides et riches en traces. Après montage des grains dans une résine, polissage, puis attaque pendant 1 mn par une solution molaire de NaOH à la température ambiante, la technique du détecteur externe a été utilisée (Hurford et Green, 1983) : une feuille de kapton a été fixée sur les grains d'apatite et le tout a été irradié par des neutrons thermiques dans le réacteur Orphée (Saclay), en position P1, avec une fluence d'environ  $3.10^{15}$  n/cm<sup>2</sup>. Les traces fossiles et induites ont été comptées avec un objectif à immersion  $\times 100$  et des oculaires  $\times 10$ . Le facteur de géométrie  $g$  qui, dans la méthode

du détecteur externe, corrige le rapport des densités fossiles et induites, a été déterminé à partir de fragments du cristal d'apatite standard de Durango :  $g = 0,50 \pm 0,02$ .

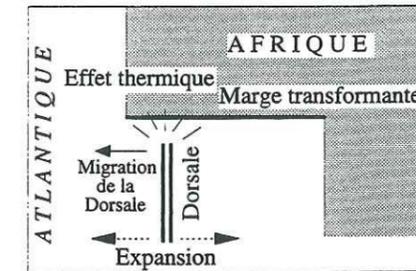
**RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE**

Les résultats sont présentés dans le tableau. Le nombre de cristaux individuellement datés varie de 6 à 15 par échantillon. Un test de  $\chi^2$  montre l'existence d'une seule population d'âges pour chacun des échantillons mesuré par l'observateur 1, ce qui est également illustré par l'isochrone de la figure 4. Le test du  $\chi^2$  est négatif pour les mesures effectuées par l'observateur 2 sur l'échantillon EN04-9, mais l'âge calculé à partir de ces mesures reste concordant avec celui déterminé par l'observateur 1 sur le même échantillon.

Les roches étudiées ont donc commencé à enregistrer les traces de fission depuis au moins 70 Ma pour l'échantillon EN 01-3b, 52 Ma pour EN 04-9 et 44 Ma pour EN 09-2. Ces âges indiquent : 1° que les apatites détritiques des grès, probablement remaniées à partir du craton africain, ont été portées avant la fin du Crétacé à une température supérieure à 120°C, ce qui a effacé les traces

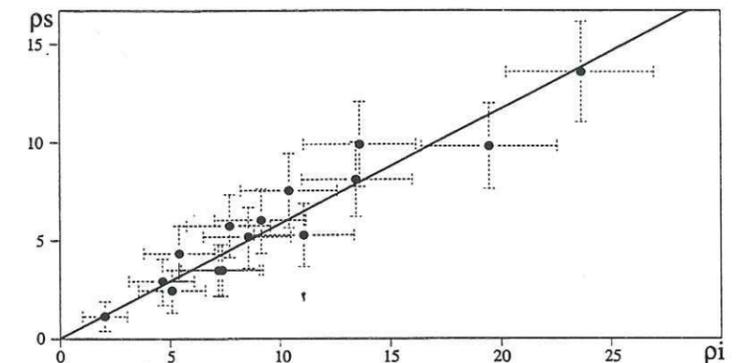
correspondant à leur histoire pré-détritique; 2° que les échantillons se sont refroidis au-dessous de 120°C (environ), au moins à partir du Crétacé terminal (éch. EN 01-3b) ou de l'Éocène inférieur à moyen (éch. EN 04-9 et EN 09-2). Par ailleurs une évaluation, encore qualitative, de la longueur des traces semble indiquer un faible taux de cicatrisation, ce qui impliquerait, sous réserve d'une étude plus approfondie, que les échantillons étudiés n'auraient pas séjourné durablement dans une zone de rétention partielle des traces (Wagner et van den Haute, 1992); par conséquent, leur refroidissement aurait été relativement rapide.

L'interprétation de ces âges et leur variation entre les différents sites de prélèvement posent un problème. En effet, le nombre d'échantillons datés est trop petit pour évaluer le rôle respectif des différents facteurs susceptibles d'être intervenus dans l'histoire thermique. On peut cependant envisager deux stades : 1° un échauffement, diachrone d'Est en Ouest, lié aux mécanismes de l'ouverture océanique le long de la marge transformante, qui s'accorde avec l'existence d'un léger métamorphisme synschisteux, reconnu dans les échantillons pélitiques récoltés sur les pentes de la RCIG (Blarez et al., 1987; Masclé et al., 1993); 2° une dénudation d'origine tectonique ou érosive le long de la RCIG, provoquant le refroidissement au-dessous de 120°C. Si l'échauffement s'est produit au Crétacé supérieur, comme cela paraît probable dans l'état actuel des connaissances, cela implique que les échantillons soient demeurés à une température supérieure à 120°C pendant un laps de temps qui aurait atteint environ 20 Ma pour EN 04-9 et EN 09-2. Avant la dénudation, ces échantillons auraient alors été situés à plusieurs kilomètres sous la surface topographique (au moins 2 km, par exemple, si l'on suppose un gradient géothermique régional fort, de 60°C/km, à cette époque). La dénudation aurait donc correspondu à l'ablation d'un volume rocheux important. On peut envisager que le jeu de failles normales et des écroulements, de failles le long de la pente marginale en ait été responsable, façonnant ainsi la morphologie encore observable actuellement.



**Figure 3** Schéma illustrant le déplacement de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana par rapport à la Dorsale océanique au cours du Crétacé.

Sketch of the motion of the Ivory Coast-Ghana transform margin with regard to the oceanic ridge during Cretaceous times.



**Figure 4** Représentation isochrone de 15 cristaux d'apatite de l'échantillon EN 04-9 (observateur 1).  $\rho_f$  et  $\rho_i$  : densités de traces fossiles et induites (10<sup>5</sup> t/cm<sup>2</sup>); barres d'erreur : 2  $\sigma$ .

Isochrone sketch of 15 apatite crystals of sample EN 04-9.  $\rho_f$  et  $\rho_i$  : density of natural and induced fission tracks (10<sup>5</sup> t/cm<sup>2</sup>).

**CONCLUSIONS**

Les premiers essais de datation par trace de fission sur les apatites des échantillons récoltés *in situ* sur la marge de Côte d'Ivoire-Ghana montrent que cette méthode est applicable dans de bonnes conditions à ce matériel. Ils indiquent que les terrains qui constituent la pente sud de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana ont subi un échauffement supérieur à 120°C, qui n'est probablement pas attribuable à l'enfouissement seul. Les premières datations obtenues permettent d'envisager un âge éocène pour le refroidissement des échantillons et, par conséquent, pour les phénomènes de dénudation aboutissant à la morphologie actuelle de la pente continentale. Ces phénomènes, peut-être associés à la subsidence thermique, seraient donc sensiblement postérieurs à la réorganisation de l'Atlantique équatoriale liée au changement de pôle de rotation vers 80 Ma.

Équipe Equanaute : J. Mascle, Ch. Basile, J. Benkhelil, J.-P. Bouillin, M. Cousin, M. Guiraud, G. Mascle et C. Sombo Boko. Les prélèvements ont été effectués au cours de plongées effectuées par G. Mascle (EN01-3b), Ch. Basile (EN04-9) et M. Cousin (EN09-2), avec Y. Potier, P. Triger (pilotes), G. Leclerc et J.-J. Kaioun (copilotes). Les analyses ont été réalisées grâce à un support financier INSU-Géosciences Marines, Contribution du GEMCO, URA 718, n° 636.

Remerciements : Les auteurs remercient E. Labrin et F. Sénébier pour leur aide au laboratoire.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BASILE, C., BRUN, J.-P. et MASCLE, J., 1992. Structure et formation de la marge transformante de Côte-d'Ivoire-Ghana : apport de la sismique réflexion et de la modélisation analogique, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, n° 3, p. 207-216.
- BASILE, C., MASCLE, J., AUROUX, C., BOUILLIN, J.-P., MASCLE, G., DE SOUZA, K. G. et le groupe EQUAMARGE, 1989. Une marge transformante type, la Marge Continentale de Côte-d'Ivoire-Ghana : résultats préliminaires de la campagne Equamarge II, mars 1988, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, p. 997-1004.
- BASILE, C., MASCLE, J., POPOFF, M., BOUILLIN, J.-P. et MASCLE, G., 1993. The Ivory Coast - Ghana transform margin : a marginal ridge structure deduced from seismic data, *Tectonophysics*, 222, p. 1-19.
- BLAREZ, E., MASCLE, J., AFFATON, P., ROBERT, C., HERBIN, J.-P. et MASCLE, G., 1987. Géologie de la pente continentale ivoiro-ghanéenne : résultat de dragages de la campagne Equamarge, *Bull. Soc. géol. France*, (8), 3, p. 877-885.
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B. et WALKER, R. M., 1975. *Nuclear tracks in solids : principles and applications*, University of California Press, 1975, Berkeley, 604 p.
- GREEN, P. F., 1981. A new look at statistics in fission track dating, *Nuclear Tracks*, 5, p. 77-86.
- HURFORD, A. J. et GREEN, P. F., 1983. The zeta calibration of fission track dating, *Isotope Geoscience*, 1, p. 285-317.
- LORENZO, J. M., MUTTER, J. C., LARZON, R. L. et the Northwestern Australia Study Group, 1991. Development of the continent-ocean transform boundary of the southern Exmouth Plateau, *Geology*, 19, p. 843-846.
- MASCLE, J., AUROUX, C. et l'équipe scientifique embarquée, 1989. Les marges continentales transformantes ouest-africaines (Guinée, Côte-d'Ivoire-Ghana) et la zone de fracture de la Manche : Campagne Equamarge II (février-mars 1988), *Campagnes Océanog. Fr.*, IFREMER, Brest, 8, 150 p.
- MASCLE, J. et BLAREZ, E., 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana continental margin, *Nature*, 326, 611, p. 378-381.
- MASCLE, J., BLAREZ, E. et MARINHO, M., 1988. The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins: their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. *Tectonophysics*, 155, p. 193-209.
- MASCLE, J., GUIRAUD, M., BASILE, C., BENKHELIL, J., BOUILLIN, J.-P., COUSIN, M. et MASCLE, G., 1993. La marge transformante de Côte-d'Ivoire-Ghana : premiers résultats de la campagne Equanaute (juin 1992), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, série II, p. 1255-1261.
- POPOFF, M., RAILLARD, S., MASCLE, J., AUROUX, C., BASILE, C. et le groupe EQUAMARGE, 1989. Analyse d'un segment de la marge transformante du Ghana : résultats de la campagne Equamarge II (mars 1988), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, p. 481-487.
- TODD, B. J. et KEEN, C. E., 1989. Temperature effects and their geological consequences at transform margins, *Can. J. Earth Sci.*, 26, p. 2591-2603.
- WAGNER, G. et VAN DEN HAUTE, P., 1992. *Fission-Track Dating*, Kluwer Academic Press, Dordrecht, 285 p.

## CONCLUSION

## CONCLUSION

La thermochronologie par traces de fission des apatites, avec l'apparition récente de modèles de simulation d'histoires thermiques, permet une interprétation plus complète des données analytiques (âges apparents, distributions des longueurs de traces confinées). Jusqu'à présent, ces modèles avaient surtout été appliqués à l'étude de l'évolution des bassins sédimentaires. Dans ce travail, nous avons appliqué cette approche à deux régions-types, respectivement au sein d'une chaîne de collision et en bordure d'une marge continentale passive, déjà approchées précédemment par la thermochronologie TF conventionnelle.

**Dans les Alpes occidentales françaises**, la thermochronologie par traces de fission sur apatites avait montré l'origine tectonique de la vallée de la Maurienne, dans le rameau interne du massif cristallin externe de Belledonne (Lelarge, 1993). Afin de tester le degré de généralité de cette genèse des vallées dans le massif de Belledonne, nous avons étudié la vallée de l'Eau d'Olle et amorcé un travail similaire dans celles de la Romanche et du Doron de Beaufort.

Dans l'Eau d'Olle, le nombre d'échantillons dont nous disposions nous a permis de conclure à l'ouverture de cette vallée par un jeu de failles ayant commencé au Miocène moyen. L'utilisation d'un modèle d'inversion des données «traces» montre que cette dénudation ne s'est pas faite à taux uniforme dans le temps. Les données sur la vallée de la Romanche sont plus difficiles à interpréter, en raison du nombre limité d'échantillons ; elles n'apparaissent toutefois pas, pour le moment, en contradiction avec une origine tectonique de la vallée. L'échantillon disponible pour celle du Doron de Beaufort ne permet, à lui seul aucune conclusion, mais montre que là encore la méthode des traces pourrait s'appliquer. Une investigation plus détaillée de ces deux dernières vallées et son extension systématique à d'autres vallées alpines permettrait de mieux connaître la composante de la tectonique en extension dont elles témoignent, dans l'histoire de la dénudation au Néogène des massifs cristallins externes.

D'autres observations, antérieures, comme des captures de rivières, avaient aussi été interprétées comme reflétant des ouvertures tectoniques de tronçons de vallées. Il en serait ainsi, dans la bordure orientale du sillon subalpin, pour la capture récente de l'Arc par l'Isère (Darmendrail, 1993), et possiblement pour celles du Gelon par l'Isère et du Haut Bréda par le bas Bréda (Darmendrail, 1994). L'examen de la distribution des âges traces de fission des apatites détritiques provenant de dépôts fluviatiles des vallées de l'Arc, du Bréda et du paléodelta du Bréda ne confirment pas le modèle de Darmendrail. La contradiction avec ce modèle n'est peut-être cependant qu'apparente : un seul échantillon a été mesuré dans le paléodelta et il est toujours possible qu'une crue engendre localement un dépôt non représentatif de l'ensemble du bassin d'alimentation.

**Dans la Meseta marocaine occidentale**, la thermochronologie par traces de fission sur apatites du massif hercynien des Jebilet avait révélé une histoire de refroidissement tardive au-dessous de 120°C ; des mesures de longueurs « projetées » de traces partielles et de traces confinées laissent supposer un passage sous cet isotherme antérieur à 140 Ma (Mansour, 1991).

Nous avons étudié la thermochronologie TF du massif hercynien des Rehamna, au nord des Jebilet, à partir des apatites et des zircons provenant des granites de Sebt Brikiine, Ras El Abiod et Hjr El Bark. Ce travail a révélé que si le refroidissement au-dessous d'environ 280°C (âges K-Ar sur biotite) des Rehamna s'est produit à la fin de l'orogénèse hercynienne, vers 280 Ma, ce n'est que bien plus tard que ce massif s'est notablement refroidi. Le dernier passage sous l'isotherme 250°C ne daterait que de l'ouverture atlantique (données TF sur les zircons) vers 200 Ma, et celui du refroidissement au-dessous d'environ 120°C (données TF sur apatites), vers 140 Ma. L'analyse des données traces de fission dans l'apatite montre que jusque vers le sommet du Crétacé, le massif des Rehamna a connu un refroidissement monotone allant en s'amortissant, ce qui pourrait correspondre à une phase érosive suivant l'émersion de la Meseta au Sénonien. Au Tertiaire, le massif aurait connu un relatif réchauffement jusque vers le Miocène moyen, interprété comme une réponse thermique à un enfouissement progressif sous quelques centaines de mètres de sédiments, lors d'un retour marin sur la Meseta, avant une phase de reprise érosive active jusque vers l'actuel, contemporaine du soulèvement de la chaîne alpine et de la reprise de la montée des chaînes atlasiques.

Le massif des Rehamna s'est donc comporté comme un enregistreur sensible des phénomènes thermotectoniques accompagnant d'une part, à l'ouest, une ouverture océanique, et d'autre part les mouvements de surrection régionaux liés à la mise en place de la chaîne alpine. Des travaux en cours, sur la thermochronologie TF des Jebilet (M. Mansour) et d'autres secteurs du socle hercynien de la Meseta (B. Jakni) permettront bientôt une analyse plus fine de ces phénomènes sur une échelle régionale.

Nous avons par ailleurs amorcé deux autres études thermochronologiques sur apatites dans d'autres contextes géotectoniques :

D'une part, le long de la **marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana (CIG)**. Les résultats préliminaires reportés dans ce travail indiquent que les sédiments analysés ont été portés *in situ* à une température supérieure à 120°C, leur refroidissement au-dessous de cette température n'ayant commencé que vers 70±12 Ma. De nouvelles données\*, sur un nombre accru d'échantillons, montrent que les sédiments de la ride auraient été chauffés *in situ* entre 120°C et moins de 250°C. L'analyse des longueurs de traces confinées suggère pour ces échantillons des refroidissements rapides entre environ 120°C et moins de 60°C, non nécessairement synchrones au long de la ride.

D'autre part, sur la **granodiorite de Capanne, dans l'île d'Elbe**. L'étude d'un transect topographique N-S, entre le niveau de la mer et le point culminant de l'île, a permis d'apporter de premières données sur le refroidissement de ce massif, qui paraît davantage lié à un phénomène érosif postérieur à son soulèvement qu'à une dénudation rapide d'ordre tectonique. Une série d'échantillonnages complémentaires,

déjà réalisés sur d'autres transects, permettra de préciser bientôt l'histoire de refroidissement et de dénudation de ce massif.

En ce qui concerne la méthodologie de la datation par traces de fission sur les **verres volcaniques**, nous avons montré que les macusanites, galets d'obsidiennes associés aux ignimbrites de Macusani (SE Pérou) qui avaient été envisagées comme de possibles étalons d'âges, ne pouvaient remplir ce rôle, leur formation étant étalée sur au moins 3 Ma, entre 4,5 et 7,5 Ma.

Enfin, nous pouvons en conclure que l'analyse des traces de fission dans l'apatite montre qu'il n'est plus possible d'interpréter directement les relations âges-altitudes dans les chaînes récentes en termes de taux de dénudation apparents. Par ailleurs, elle apporte des informations uniques sur l'évolution thermotectonique des socles métamorphiques.

---

\* Bouillin J.-P., Poupeau G., Labrin E., Basile Ch., Sabil N., Mascle J., Mascle G., Gillot F. et Riou L. (1995) Fission track study of the marginal ridge of the Ivory Coast-Ghana transform margin, soumis pour publication.

**ANNEXE - A -**

**EQUATION D'AGE TRACES DE FISSION  
ET  
CALCULS D'ERREURS**

**EQUATION D'AGE TRACES DE FISSION  
ET  
CALCULS D'ERREURS**

**I- EQUATION D'AGE****a) Equation générale d'âge isotopique**

Le principe d'une datation isotopique est que le taux de désintégration d'un isotope instable est proportionnel au nombre d'atomes  $N$  au temps  $t$  :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \Leftrightarrow \frac{dN}{N} = -\lambda dt \quad (1A)$$

avec  $\lambda$  : constante de désintégration de l'isotope considéré.

On intégrant l'équation (1A), on obtient :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1B)$$

Où  $N_0$  est le nombre d'atomes pères par unité de volume respectivement à l'instant initial.

La quantité d'atomes fils  $dF$  au temps  $t$  est :

$$dF = \lambda N dt$$

en remplaçant  $N$  par sa valeur :

$$dF = \lambda N_0 e^{-\lambda t} dt$$

par intégration, on obtient :

$$F = -N_0 e^{-\lambda t} + C \quad (\text{à } t = 0 \Rightarrow C = N_0)$$

D'après l'équation (1B) :

$$N_0 = \frac{N}{e^{-\lambda t}} \quad \Leftrightarrow \quad N_0 = \frac{N}{e^{-\lambda t}}$$

Dans la nature, on a :

$$F - F_0 = N_0 \times (1 - e^{-\lambda t})$$

où  $F_0$  est le nombre d'atomes-fils à l'instant initial ( $t = 0$ )

$$\frac{(F - F_0)}{N} = e^{-\lambda t} - 1$$

d'où l'équation d'âge utilisée pour toutes méthodes de datations isotopiques (si l'isotope considéré ne connaît qu'un seul type de désintégration) :

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \text{Ln} \left( \frac{F - F_0}{N} + 1 \right)$$

### b) Equation d'âge traces de fission

Dans le cas de la méthode de datation par les traces de fission, on considère que :

- i) le chronomètre ne commence à fonctionner que si les traces de fission sont enregistrées, donc  $F_0 = 0$ ;
- ii) le nombre d'atome fils correspond aux nombre de traces de fission spontanée, avec  $F = \rho_s$ ;
- iii)  $N$  est le nombre d'atome actuel de  $^{238}\text{U}$ , qu'on peut déduire à partir de la fission induite de  $^{235}\text{U}$  en réacteur nucléaire d'où  $N = \rho_i$ . Ceci impose ainsi d'autres facteurs tels le rapport des abondances isotopique de  $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$ , la section efficace de fission de  $^{235}\text{U}$  par capture de neutrons thermiques ainsi que la fluence neutronique  $\Phi$ .
- iiii) La désintégration de  $^{238}\text{U}$  suit deux modes : la radioactivité  $\alpha$  et la fission spontanée, d'où l'apparition de des constantes de décroissance correspondantes,  $\lambda_\alpha$  et  $\lambda_f$  dans l'équation d'âge.

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \text{Ln} \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \times \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \times \sigma \times \Phi \times I + 1 \right)$$

avec :

- $\lambda_\alpha = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$  : constante de désintégration par radioactivité  $\alpha$  de  $^{238}\text{U}$
- $\lambda_f$  = constante de fission spontanée de  $^{238}\text{U}$
- $\sigma = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$  : section efficace de fission de  $^{235}\text{U}$  par capture de neutrons thermiques
- $\Phi$  = fluence neutronique en neutrons /  $\text{cm}^2$
- $I = 7,253 \times 10^{-3}$  : rapport des abondances isotopiques de  $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$

L'équation générale s'écrit sous la forme :

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \text{Ln} \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \times \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \times \frac{\eta^{235}}{\eta^{238}} \times \frac{R^{235}}{R^{238}} \times \sigma \times \Phi \times I + 1 \right)$$

$\eta$  étant l'efficacité de révélation-observation des traces et le rapport  $(\eta^{235}/\eta^{238}) = g$  : facteur de géométrie; Ce rapport est fonction de la technique et du matériel utilisé.  $R$  étant la longueur révétable moyenne des traces.

pour les âges conventionnels traces de fission, on adopte  $(R^{235} / R^{238}) = 1$ , soit :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \times \text{Ln} \left( 1 + \frac{(\rho_s \times g \times \lambda_\alpha \times \Phi \times \sigma \times I)}{\rho_i \times \lambda_f} \right) \quad (1)$$

## II- CALCULS D'ERREUR

Le calcul d'erreur sur les âges traces de fission obtenus par différentes techniques est bien détaillé dans Lelarge (1993). Dans le présent travail, on a utilisé trois méthodes pour la détermination des âges TF : la méthode des populations, surtout pour dater les apatites dont la distribution en uranium est bien homogène (ex. les apatites de la granodiorite de Monte Capanne, Italie), la méthode du détecteur externe, pour dater les apatites à distribution en uranium hétérogène (par exemple les apatites des granites des Sept Laux). Pour les verres volcaniques, c'est la méthode de la soustraction qui a été employée. Pour le calcul d'erreur, nous avons utilisé les formules suivantes :

### a) cas de la technique des populations (McGee *et al.*, 1985) :

$$\sigma(t) = t \times \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\rho_s}}{\rho_s}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\rho_i}}{\rho_i}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\rho_d}}{\rho_d}\right)^2}$$

si  $n$  est le nombre de grains comptés et  $x_i$  est le nombre de traces comptées par grain, le nombre moyen des traces  $\bar{X}$  est :

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n} \quad \text{et} \quad \sigma(\bar{X}) = \sqrt{\frac{(X_i - \bar{X})^2}{n-1}}$$

$$\overline{\sigma(\bar{X})} = \frac{\sigma(\bar{X})}{\sqrt{n}} \quad \text{d'où} \quad \frac{\sigma\rho}{\rho} = \frac{\overline{\sigma(\bar{X})}}{\bar{X}}$$

**b) cas de la technique du détecteur externe (Green, 1981) :**

Comme nous l'avons précisé dans le chapitre I-3-2-2, cette technique permet de dater grain par grain en mesurant les densités fossiles et induites sur une même surface du grain et de son image sur le kapton. Le calcul de l'âge et de son erreur dépendent de la distribution des âges individuels des différents grains d'un même échantillon. Dans ce cas il faut tester par une loi statistique si les âges des différents minéraux datés d'un échantillon appartiennent à une même population. Le test le plus couramment utilisé est celui de  $\chi^2$  (Galbraith, 1981), avec :

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^{j=n} \frac{(N_{sj} - \bar{N}_{sj})^2}{\bar{N}_{sj}} + \sum_{j=1}^{j=n} \frac{(N_{ij} - \bar{N}_{ij})^2}{\bar{N}_{ij}}$$

$N_s$  et  $N_i$  sont respectivement le nombre total de traces fossiles et induites comptées.

où :

$$\bar{N}_{sj} = \frac{N_s}{(N_s + N_i)} \times (N_{sj} + N_{ij})$$

$$\bar{N}_{ij} = \frac{N_i}{(N_s + N_i)} \times (N_{sj} + N_{ij})$$

Dans le cas d'un échantillon où le test Khi-deux est accepté pour un intervalle de confiance de 95%, nous avons utilisé l'équation :

$$\sigma(t) = t \times \sqrt{\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \left(\frac{\sigma\rho_d}{\rho_d}\right)^2}$$

alors que pour un échantillon où ce test est non accepté, pour le même intervalle de confiance, nous avons utilisé la formule suivante :

$$\sigma(t) = t \times \sqrt{\left[ \frac{\sigma(\rho_s/\rho_i)}{\rho_s/\rho_i} \right]^2 + \left(\frac{\sigma\rho_d}{\rho_d}\right)^2}$$

où 
$$\frac{\rho_s}{\rho_i} = \sum_{j=1}^n \frac{\left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_j}{n}$$

$$\sigma\left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right) = \frac{\sqrt{\sum_{j=1}^n \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_j^2 - \left(\sum_{j=1}^n \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_j\right)^2}}{n(n-1)}$$

**c) cas de la technique de la soustraction (Bigazzi, 1986) :**

$$\sigma(t) = t \times \sqrt{\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_{(s+i)}} + \frac{\rho_{(i+s)}}{\rho_i} + \left(\frac{\sigma\rho_d}{\rho_d}\right)^2}$$

Pour les références bibliographiques voir références du chapitre -I-

***ANNEXE - B -***

***Calcul de la  
dosimétrie neutronique***

## ANNEXE B

### *CALCUL DE LA DOSIMETRIE NEUTRONIQUE DES DIFFERENTES IRRADIATIONS EFFECTUEES LORS DE CE TRAVAIL*

Nous présentons dans cette annexe les résultats de la dosimétrie des irradiations. Pour chaque irradiation, nous avons calculé la densité des traces de fission induite dans les détecteurs externes (Kapton) associés aux moniteurs NIST 962 / 612.

Dans les tableaux suivants figurent :

Les numéros des moniteurs et les détecteurs externes qui leur étaient associés, colonne 1 et 2; n, N et N/n sont respectivement le nombre de champs comptés, le nombre total de traces de fission induite comptées par détecteur externe et le nombre moyen de traces comptées par champ.

$\rho$  étant le nombre de traces par unité de surface (exprimée en  $\text{cm}^2$ ) :

$$\rho = \frac{N/n}{S} \times 10^8 \text{ t/cm}^2$$

où S est la surface d'un champ de comptage et  $\sigma$  est l'incertitude statistique (poisson) sur la densité :

$$\sigma(\rho) = \rho \times \sqrt{\frac{1}{N}}$$

Les surfaces unitaires S utilisées pour le calcul des densités ( $\rho$ ) de traces induites dans les verres moniteurs sont différentes d'une irradiation à l'autre : pour les irradiations 93-1 et 93-5 la surface utilisée est de  $3306,20 \mu\text{m}^2$  ; pour l'irradiation 93-6, elle est de  $6612,50 \mu\text{m}^2$  et pour les irradiations 94-3 et 94-8, elle est de  $13225 \mu\text{m}^2$ .

NB : Toutes les mesures ont été effectuées par Mme Erika Labrin, au sein du Laboratoire de Géophysique Nucléaire de Grenoble.

**IRRADIATION 93-1**

N° monit.	dét. ext.	n	Nd	Nd / n	$\rho d$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\pm 1\sigma$
962-6	Kapton	110	2080	18,909	5,7193E+05	1,254E+04
	Kapton	110	2022	18,382	5,5598E+05	1,236E+04
962-a3	Kapton	100	1813	18,130	5,4836E+05	1,288E+04
	Kapton	110	1899	17,264	5,2216E+05	1,198E+04
962-5	Kapton	90	1587	17,633	5,3334E+05	1,339E+04
	Kapton	110	1969	17,900	5,4141E+05	1,220E+04
962-1	Kapton	80	1421	17,763	5,3725E+05	1,425E+04
	Kapton	120	2078	17,317	5,2376E+05	1,149E+04
Somme :			14869		5,416E+05	1,264E+04
Moyennes :						

**IRRADIATION 93-5**

N° monit.	dét. ext.	n	Nd	Nd / n	$\rho d$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\pm 1\sigma$
962-1	Kapton	100	2025	20,25	6,125E+05	4,863E+03
	Kapton	100	2050	20,50	6,200E+05	4,923E+03
962-5	Kapton	100	1952	19,52	5,904E+05	4,687E+03
	Kapton	100	1996	19,96	6,037E+05	4,793E+03
962-6	Kapton	100	1924	19,24	5,819E+05	4,620E+03
	Kapton	100	2007	20,07	6,070E+05	4,820E+03
962-7	Kapton	100	2007	20,07	6,070E+05	4,820E+03
	Kapton	100	1903	19,03	5,756E+05	4,570E+03
Somme :			15864		5,998E+05	4,762E+03
Moyennes :						

**IRRADIATION 93-6**

N° monit.	dét. ext.	n	Nd	Nd / n	$\rho d$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\pm 1\sigma$
962-2	Kapton	70	2759	39,414	5,96E+05	4,24E+03
962-3	Kapton	70	2758	39,400	5,96E+05	4,24E+03
	Kapton	70	2844	40,629	6,14E+05	4,38E+03
962-4	Kapton	70	2877	41,100	6,22E+05	4,43E+03
	Kapton	70	2753	39,329	5,95E+05	4,24E+03
962-5	Kapton	70	2842	40,600	6,14E+05	4,37E+03
	Kapton	70	2888	41,257	6,24E+05	4,44E+03
Somme :			19721		6,086E+05	4,334E+03
Moyennes :						

**IRRADIATION 94-3**

N° monit.	dét. ext.	n	Nd	Nd / n	$\rho d$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\pm 1\sigma$
962-a3	Kapton	350	2849	8,14	6,155E+04	4,111E+02
	Kapton	350	2621	7,49	5,662E+04	3,782E+02
962-a4	Kapton	400	3099	7,75	5,858E+04	3,913E+02
	Kapton	375	3030	8,08	6,110E+04	4,080E+02
962-4	Kapton	350	2838	8,11	6,131E+04	4,095E+02
	Kapton	375	2961	7,90	5,971E+04	3,988E+02
962-5	Kapton	320	2506	7,83	5,922E+04	3,955E+02
	Kapton	320	2515	7,86	5,943E+04	3,969E+02
962-7	Kapton	350	2838	8,11	6,131E+04	4,095E+02
Somme :			22419		5,987E+04	3,999E+02
Moyennes :						

**IRRADIATION 94-8 :**

N° monit.	dét. ext.	n	Nd	Nd / n	$\rho d$ (t/cm <sup>2</sup> )	$\pm 1\sigma$
962-7	Kapton	300	2321	7,737	5,850E+04	3,478E+02
	Kapton	325	2400	7,385	5,584E+04	3,320E+02
962-4	Kapton	350	2771	7,917	5,986E+04	3,559E+02
	Kapton	340	2666	7,841	5,929E+04	3,525E+02
962-1	Kapton	300	2217	7,390	5,588E+04	3,322E+02
	Kapton	313	2422	7,738	5,851E+04	3,479E+02
962-2	Kapton	300	2240	7,467	5,646E+04	3,357E+02
	Kapton	300	2322	7,740	5,853E+04	3,480E+02
962z4	Kapton	300	2187	7,290	5,512E+04	3,278E+02
	Kapton	300	2319	7,730	5,845E+04	3,475E+02
962-6	Kapton	300	2224	7,413	5,606E+04	3,333E+02
	Kapton	300	2197	7,323	5,537E+04	3,293E+02
Somme:			28286		5,732E+04	3,408E+02
Moyennes:						

*ANNEXE - C -*

*RESULTATS ANALYTIQUES  
DES  
ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES*

*TABLEAUX DU CALCUL D'AGE  
DES AGES TF SUR APATITES DES ECHANTILLONS  
ISSUS DES ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES*

Présentation des données analytiques détaillées des échantillons de la région de la vallée de l'Eau d'Olle, de la vallée de la Romanche et de la vallée du Doron de Beaufort. Ainsi que les données des trois échantillons fluviaux. La méthode utilisée est celle du détecteur externe.

Pour chaque échantillon, un tableau de mesures effectués au cours du présent travail, avec : colonne 1, le nombre de grains ( $N_j$ ); colonne 2 et 5, les nombres de traces fossiles et induites comptées pour chaque grain ( $N_{js}$  et  $N_{ji}$ ) parmi les  $N_j$  grains; colonne 3 et 6, densité de traces fossiles et induites en  $t/cm^2$  avec leurs incertitudes en colonne 4 et 7; enfin les âges individuels et leurs précisions dans les colonnes 8 et 9.

Dans la partie haute de chaque tableau, figurent les constantes utilisées pour le calcul des âges apparents individuels, avec :  $N_d$  et  $\rho$ , le nombre total et la densité moyenne des traces induites dans les standards NBS 962 utilisés dans l'irradiation;  $g$  et  $Z\eta$ , facteurs de calibration (voir chapitre I).

En bas du tableau, nous avons présenté les valeurs du test  $\chi^2$  calculées et théoriques pour chaque série de mesures d'âges.

GEO 1

	Valeurs	±1σ	Granite de l'Eau D'Olle	
ρ=	6,087E+05	4,33E+03	Echantillon: GEO1	
g=	0,5			
Zeta =	321	4	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 5078,4 μm²
Irrad.:	93-6		Lentille: x1.25	Surface in: 5078,4 μm²
Nd	19721	0,007	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	3	0,59	0,34	62	12,21	1,55	4,73	2,79
2	4	0,79	0,39	124	24,42	2,19	3,15	1,60
3	7	1,38	0,52	104	20,48	2,01	6,57	2,57
4	3	0,59	0,34	70	13,78	1,65	4,19	2,47
5	4	0,79	0,39	91	17,92	1,88	4,29	2,19
6	3	0,59	0,34	78	15,36	1,74	3,76	2,21
7	3	0,59	0,34	78	15,36	1,74	3,76	2,21
8	2	0,39	0,28	47	9,25	1,35	4,16	3,00
9	5	0,98	0,44	106	20,87	2,03	4,61	2,11
10	2	0,39	0,28	77	15,16	1,73	2,54	1,82
11	6	1,18	0,48	95	18,71	1,92	6,17	2,60
12	3	0,59	0,34	79	15,56	1,75	3,71	2,18
13	3	0,59	0,34	77	15,16	1,73	3,81	2,24
14	4	0,79	0,39	62	12,21	1,55	6,30	3,25
15	1	0,20	0,20	34	6,70	1,15	2,87	2,91
16	1	0,20	0,20	74	14,57	1,69	1,32	1,33
17	5	0,98	0,44	83	16,34	1,79	5,88	2,71
18	4	0,79	0,39	94	18,51	1,91	4,16	2,12
19	4	0,79	0,39	110	21,66	2,07	3,55	1,81
20	2	0,39	0,28	61	12,01	1,54	3,20	2,30
21	4	0,79	0,39	108	21,27	2,05	3,62	1,84
22	5	0,98	0,44	82	16,15	1,78	5,95	2,74
23	3	0,59	0,34	71	13,98	1,66	4,13	2,43
24	2	0,39	0,28	53	10,44	1,43	3,69	2,65
ΣN:	83			1920			4,17	
M.A.:		0,68			15,75			

Pour 24 degré de liberté, χ² théorique = 36,41 et calculé = 6,94.

GEO 2

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	2	0,39	0,28	53	10,44	1,43	3,64	2,62
2	4	0,79	0,39	56	11,03	1,47	6,89	3,57
3	2	0,39	0,28	56	11,03	1,47	3,44	2,48
4	3	0,59	0,34	49	9,65	1,38	5,90	3,51
5	3	0,59	0,34	53	10,44	1,43	5,46	3,24
6	4	0,79	0,39	56	11,03	1,47	6,89	3,57
7	5	0,98	0,44	62	12,21	1,55	7,78	3,62
8	2	0,39	0,28	74	14,57	1,69	2,61	1,87
9	3	0,59	0,34	74	14,57	1,69	3,91	2,30
10	5	0,98	0,44	83	16,34	1,79	5,81	2,68
11	6	1,18	0,48	67	13,19	1,61	8,63	3,68
12	4	0,79	0,39	71	13,98	1,66	5,43	2,79
13	4	0,79	0,39	80	15,75	1,76	4,82	2,47
14	8	1,58	0,56	69	13,59	1,64	11,18	4,17
15	2	0,39	0,28	59	11,62	1,51	3,27	2,35
16	5	0,98	0,44	56	11,03	1,47	8,61	4,02
17	5	0,98	0,44	67	13,19	1,61	7,20	3,34
18	3	0,59	0,34	59	11,62	1,51	4,90	2,90
19	5	0,98	0,44	61	12,01	1,54	7,90	3,68
20	6	1,18	0,48	83	16,34	1,79	6,97	2,95
21	2	0,39	0,28	38	7,48	1,21	5,08	3,68
22	3	0,59	0,34	72	14,18	1,67	4,02	2,37
23	3	0,59	0,34	56	11,03	1,47	5,17	3,06
24	3	0,59	0,34	57	11,22	1,49	5,08	3,01
25	2	0,39	0,28	48	9,45	1,36	4,02	2,90
26	3	0,59	0,34	64	12,60	1,58	4,52	2,67
27	7	1,38	0,52	55	10,83	1,46	12,27	4,92
28	2	0,39	0,28	60	11,81	1,53	3,22	2,31
29	2	0,39	0,28	52	10,24	1,42	3,71	2,67
30	3	0,59	0,42	50	9,85	1,39	5,79	3,44
31	4	0,79	0,45	46	9,06	1,34	8,38	4,37
32	4	0,79	0,39	54	10,63	1,45	7,14	3,70
33	6	1,18	0,59	79	15,56	1,75	7,32	3,10
34	4	0,79	0,32	48	9,45	1,36	8,03	4,18
35	3	0,59	0,30	39	7,68	1,23	7,42	4,44
36	2	0,39	0,23	45	8,86	1,32	4,29	3,10
37	5	0,98	0,70	73	14,37	1,68	6,60	3,05
38	3	0,59	0,26	55	10,83	1,46	5,26	3,12
39	7	1,38	0,80	82	16,15	1,78	8,23	3,24
40	3	0,59	0,22	45	8,86	1,32	6,43	3,83
41	3	0,59	0,34	52	10,24	1,42	5,56	3,30
42	4	0,79	0,45	56	11,03	1,47	6,89	3,57
ΣN:	159			2514			6,09	
M.A.:		0,75			11,79			

Pour 42 degré de liberté, χ² théorique = 58,55 et calculé = 17,21.

GEO 3

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	3	0,59	0,34	80	15,75	1,76	3,62	2,13
2	5	0,98	0,44	73	14,37	1,68	6,60	3,05
3	3	0,59	0,34	88	17,33	1,85	3,29	1,93
4	3	0,59	0,34	61	12,01	1,54	4,74	2,81
5	4	0,79	0,39	84	16,54	1,80	4,59	2,35
6	4	0,79	0,39	48	9,45	1,36	8,03	4,18
7	3	0,59	0,34	60	11,81	1,53	4,82	2,85
8	4	0,79	0,39	77	15,16	1,73	5,01	2,57
9	2	0,39	0,28	54	10,63	1,45	3,57	2,57
10	8	1,58	0,56	87	17,13	1,84	8,87	3,28
11	4	0,79	0,39	67	13,19	1,61	5,76	2,96
12	5	0,98	0,44	67	13,19	1,61	7,20	3,34
13	9	1,77	0,59	94	18,51	1,91	9,23	3,22
14	3	0,59	0,34	62	12,21	1,55	4,67	2,76
15	7	1,38	0,52	105	20,68	2,02	6,43	2,51
16	3	0,59	0,34	53	10,44	1,43	5,46	3,24
17	3	0,59	0,34	74	14,57	1,69	3,91	2,30
18	4	0,79	0,39	54	10,63	1,45	7,14	3,70
19	1	0,20	0,20	22	4,33	0,92	4,38	4,48
20	3	0,59	0,34	65	12,80	1,59	4,45	2,63
21	4	0,79	0,39	89	17,53	1,86	4,33	2,22
22	3	0,59	0,34	70	13,78	1,65	4,13	2,44
23	1	0,20	0,20	22	4,33	0,92	4,38	4,48
24	9	1,77	0,59	96	18,90	1,93	9,04	3,15
25	3	0,59	0,34	82	16,15	1,78	3,53	2,07
26	4	0,79	0,39	86	16,93	1,83	4,49	2,29
27	10	1,97	0,62	104	20,48	2,01	9,27	3,07
28	3	0,59	0,34	36	7,09	1,18	8,03	4,83
29	5	0,98	0,44	63	12,41	1,56	7,65	3,56
30	5	0,98	0,44	47	9,25	1,35	10,26	4,82
31	4	0,79	0,39	49	9,65	1,38	7,87	4,09
32	4	0,79	0,39	62	12,21	1,55	6,22	3,21
33	6	1,18	0,48	51	10,04	1,41	11,34	4,90
34	3	0,59	0,34	51	10,04	1,41	5,67	3,37
ΣN:	145			2283				
M.A.:		0,84			13,22		6,12	

Pour 34 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 49,61 et calculé = 16,76.

GEO 4

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	4	0,79	0,39	83	16,34	1,79	4,65	2,38
2	5	0,98	0,44	102	20,09	1,99	4,73	2,17
3	7	1,38	0,52	98	19,30	1,95	6,89	2,70
4	5	0,98	0,44	61	12,01	1,54	7,90	3,68
5	4	0,79	0,39	77	15,16	1,73	5,01	2,57
6	4	0,79	0,39	63	12,41	1,56	6,12	3,16
7	7	1,38	0,52	48	9,45	1,36	14,05	5,69
8	3	0,59	0,34	56	11,03	1,47	5,17	3,06
9	4	0,79	0,39	79	15,56	1,75	4,88	2,50
10	4	0,79	0,39	54	10,63	1,45	7,14	3,70
11	3	0,59	0,34	61	12,01	1,54	4,74	2,81
12	4	0,79	0,39	67	13,19	1,61	5,76	2,96
13	2	0,39	0,28	39	7,68	1,23	4,95	3,59
14	3	0,59	0,34	61	12,01	1,54	4,74	2,81
15	2	0,39	0,28	33	6,50	1,13	5,84	4,26
16	3	0,59	0,34	58	11,42	1,50	4,99	2,95
17	4	0,79	0,39	65	12,80	1,59	5,93	3,06
18	3	0,59	0,34	88	17,33	1,85	3,29	1,93
19	6	1,18	0,48	74	14,57	1,69	7,82	3,32
20	3	0,59	0,34	72	14,18	1,67	4,02	2,37
21	4	0,79	0,39	95	18,71	1,92	4,06	2,07
22	5	0,98	0,44	96	18,90	1,93	5,02	2,30
23	5	0,98	0,44	104	20,48	2,00	4,64	2,12
24	5	0,98	0,44	105	20,68	2,24	4,59	2,10
25	3	0,59	0,34	85	16,74	1,65	3,40	2,00
26	7	1,38	0,52	103	20,28	2,04	6,55	2,56
27	3	0,59	0,34	99	19,49	2,21	2,92	1,71
28	5	0,98	0,44	78	15,36	1,74	6,18	2,85
ΣN:	117			2104				
M.A.:		0,82			14,80		5,57	

Pour 28 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 41,34 et calculé = 12,38.

GEO 6

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	10	1,97	0,62	92	18,12	1,89	10,48	3,49
2	7	1,38	0,52	77	15,16	1,73	8,76	3,46
3	5	0,98	0,44	69	13,59	1,64	6,99	3,24
4	8	1,58	0,56	118	23,24	2,14	6,54	2,39
5	2	0,39	0,28	62	12,21	1,55	3,11	2,24
6	7	1,38	0,52	73	14,37	1,68	9,24	3,66
7	4	0,79	0,39	64	12,60	1,58	6,03	3,11
8	6	1,18	0,48	68	13,39	1,62	8,51	3,62
9	6	1,18	0,48	75	14,77	1,71	7,71	3,27
10	6	1,18	0,48	60	11,81	1,53	9,64	4,13
11	7	1,38	0,52	100	19,69	1,97	6,75	2,64
12	6	1,18	0,48	63	12,41	1,56	9,18	3,92
13	8	1,58	0,56	54	10,63	1,45	14,28	5,41
14	4	0,79	0,39	55	10,83	1,46	7,01	3,63
15	7	1,38	0,52	79	15,56	1,75	8,54	3,37
16	5	0,98	0,44	69	13,59	1,64	6,99	3,24
17	6	1,18	0,48	53	10,44	1,43	10,91	4,70
18	9	1,77	0,59	105	20,68	2,02	8,26	2,87
19	7	1,38	0,52	65	12,80	1,59	10,38	4,13
20	8	1,58	0,56	54	10,63	1,45	14,28	5,41
21	7	1,38	0,52	79	15,56	1,75	8,54	3,37
22	5	0,98	0,44	86	16,93	1,83	5,61	2,58
23	7	1,38	0,52	75	14,77	1,71	9,00	3,56
24	8	1,58	0,56	62	12,21	1,55	12,44	4,67
25	5	0,98	0,44	72	14,18	1,67	6,70	3,10
26	6	1,18	0,48	53	10,44	1,43	10,91	4,70
27	6	1,18	0,48	42	8,27	1,28	13,77	6,01
28	9	1,77	0,59	83	16,34	1,79	10,45	3,67
ΣN:	181			2007			8,96	
M.A.:		1,27			14,11			

Pour 28 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 41,34 et calculé = 12,77.

GEO 7

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	6	1,18	0,48	70	13,78	1,65	8,26	3,52
2	5	0,98	0,44	78	15,36	1,74	6,18	2,85
3	12	2,36	0,68	114	22,45	2,10	10,15	3,08
4	8	1,58	0,56	83	16,34	1,79	9,29	3,44
5	6	1,18	0,48	69	13,59	1,64	8,38	3,57
6	13	2,56	0,71	102	20,09	1,99	12,28	3,62
7	4	0,79	0,39	82	16,15	1,78	4,70	2,41
8	4	0,79	0,39	84	16,54	1,80	4,59	2,35
9	5	0,98	0,44	62	12,21	1,55	7,78	3,62
10	2	0,39	0,28	29	5,71	1,06	6,65	4,86
11	7	1,38	0,52	85	16,74	1,82	7,94	3,12
12	5	0,98	0,44	38	7,48	1,21	12,68	6,03
13	4	0,79	0,39	76	14,97	1,72	5,08	2,60
14	6	1,18	0,48	51	10,04	1,41	11,34	4,90
15	8	1,58	0,56	69	13,59	1,64	11,18	4,17
16	5	0,98	0,44	86	16,93	1,83	5,61	2,58
17	10	1,97	0,62	110	21,66	2,07	8,76	2,90
18	4	0,79	0,39	58	11,42	1,50	6,65	3,44
19	11	2,17	0,65	82	16,15	1,78	12,93	4,15
20	9	1,77	0,59	61	12,01	1,54	14,22	5,08
21	7	1,38	0,52	70	13,78	1,65	9,64	3,82
22	4	0,79	0,39	50	9,85	1,39	7,71	4,01
23	6	1,18	0,48	44	8,66	1,31	13,14	5,72
24	4	0,79	0,39	49	9,65	1,38	7,87	4,09
25	2	0,39	0,28	33	6,50	1,13	5,84	4,26
26	7	1,38	0,52	69	13,59	1,64	9,78	3,88
27	6	1,18	0,48	77	15,16	1,73	7,51	3,19
28	10	1,97	0,62	60	11,81	1,53	16,06	5,49
29	7	1,38	0,52	63	12,41	1,56	10,71	4,27
30	7	1,38	0,52	67	13,19	1,61	10,07	4,00
31	3	0,59	0,34	29	5,71	1,06	9,97	6,05
32	9	1,77	0,59	72	14,18	1,67	12,05	4,26
ΣN:	206			2172				
M.A.:		1,27			13,37		9,22	

Pour 32 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 46,41 et calculé = 17,89.

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	5	0,98	0,44	82	16,15	1,78	5,88	2,71
2	4	0,79	0,39	87	17,13	1,84	4,43	2,27
3	4	0,79	0,39	78	15,36	1,74	4,95	2,54
4	7	1,38	0,52	72	14,18	1,67	9,37	3,71
5	2	0,39	0,28	58	11,42	1,50	3,33	2,39
6	5	0,98	0,44	70	13,78	1,65	6,89	3,19
7	5	0,98	0,44	68	13,39	1,62	7,09	3,29
8	4	0,79	0,39	76	14,97	1,72	5,08	2,60
9	4	0,79	0,39	52	10,24	1,42	7,42	3,85
10	11	2,17	0,65	126	24,81	2,21	8,42	2,65
11	4	0,79	0,39	70	13,78	1,65	5,51	2,83
12	3	0,59	0,34	55	10,83	1,46	5,26	3,12
13	7	1,38	0,52	70	13,78	1,65	9,64	3,82
14	6	1,18	0,48	64	12,60	1,58	9,04	3,86
15	6	1,18	0,48	68	13,39	1,62	8,51	3,62
16	5	0,98	0,44	58	11,42	1,50	8,31	3,87
17	6	1,18	0,48	71	13,98	1,66	8,15	3,46
18	5	0,98	0,44	92	18,12	1,89	5,24	2,41
19	6	1,18	0,48	93	18,31	1,90	6,22	2,62
20	3	0,59	0,34	33	6,50	1,13	8,76	5,29
21	5	0,98	0,44	52	10,24	1,42	9,27	4,34
22	5	0,98	0,44	76	14,97	1,72	6,34	2,93
23	5	0,98	0,44	79	15,56	1,75	6,10	2,81
ΣN:	117			1650				
M.A.:		1,00			14,13		6,92	

Pour 23 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 35,17 et calculé = 6,99.

	Valeurs	±1σ	Gneiss de Grand Maison Echantillon: DP102	
ρ=	5,416E+05	1,26E+04		
g=	0,5			
Zeta =	321	4	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 5078,4 μm²
Irrad.:	93-1		Lentille: x1.25	Surface in: 5078,4 μm²
Nd	14869	0,01	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	2	0,39	0,28	14	2,76	0,74	12,41	9,38
2	4	0,79	0,39	24	4,73	0,96	14,47	7,82
3	3	0,59	0,34	18	3,54	0,84	14,47	9,02
4	5	0,98	0,44	26	5,12	1,00	16,70	8,15
5	3	0,59	0,34	24	4,73	0,96	10,86	6,65
6	2	0,39	0,28	10	1,97	0,62	17,36	13,45
7	3	0,59	0,34	21	4,14	0,90	12,41	7,66
8	3	0,59	0,34	15	2,95	0,76	17,36	10,98
9	2	0,39	0,28	14	2,76	0,74	12,41	9,38
10	2	0,39	0,28	15	2,95	0,76	11,58	8,72
11	2	0,39	0,28	10	1,97	0,62	17,36	13,45
12	3	0,59	0,34	13	2,56	0,71	20,03	12,83
13	3	0,59	0,34	16	3,15	0,79	16,28	10,24
14	1	0,20	0,20	6	1,18	0,48	14,47	15,63
15	4	0,79	0,39	21	4,14	0,90	16,54	9,02
16	4	0,79	0,39	20	3,94	0,88	17,36	9,51
17	3	0,59	0,34	18	3,54	0,84	14,47	9,02
18	2	0,39	0,28	17	3,35	0,81	10,22	7,64
19	3	0,59	0,34	19	3,74	0,86	13,71	8,52
20	4	0,79	0,39	21	4,14	0,90	16,54	9,02
ΣN:	58			342				
M.A.:		0,57			3,37		14,85	

Pour 20 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 30,14 et calculé = 1,46.

DP 104

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	3	0,59	0,34	18	3,54	0,84	13,99	8,72
2	6	1,18	0,48	42	8,27	1,28	11,99	5,23
3	7	1,38	0,52	50	9,85	1,39	11,75	4,74
4	4	0,79	0,39	38	7,48	1,21	8,84	4,65
5	3	0,59	0,34	18	3,54	0,84	13,99	8,72
6	5	0,98	0,44	37	7,29	1,20	11,34	5,40
7	10	1,97	0,62	71	13,98	1,66	11,82	3,99
8	4	0,79	0,39	30	5,91	1,08	11,19	5,96
9	5	0,98	0,44	42	8,27	1,28	9,99	4,73
10	6	1,18	0,48	48	9,45	1,36	10,49	4,54
11	4	0,79	0,39	35	6,89	1,16	9,59	5,06
12	2	0,39	0,28	19	3,74	0,86	8,84	6,57
13	8	1,58	0,56	65	12,80	1,59	10,33	3,87
14	5	0,98	0,44	40	7,88	1,25	10,49	4,98
15	11	2,17	0,65	85	16,74	1,82	10,86	3,48
16	4	0,79	0,39	36	7,09	1,18	9,33	4,92
17	3	0,59	0,34	26	5,12	1,00	9,69	5,91
18	5	0,98	0,44	43	8,47	1,29	9,76	4,61
19	5	0,98	0,44	31	6,10	1,10	13,53	6,52
20	4	0,79	0,39	28	5,51	1,04	11,99	6,41
21	2	0,39	0,28	19	3,74	0,86	8,84	6,57
22	2	0,39	0,28	19	3,74	0,86	8,84	6,57
23	6	1,18	0,48	44	8,66	1,31	11,45	4,98
24	2	0,39	0,28	18	3,54	0,84	9,33	6,95
25	5	0,98	0,44	43	8,47	1,29	9,76	4,61
26	2	0,39	0,28	15	2,95	0,76	11,19	8,42
27	7	1,38	0,52	56	11,03	1,47	10,49	4,21
ΣN:	130			1016				
M.A.		0,95			7,41		10,73	

Pour 27 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 38,88 et calculé = 1,54.

DP 105

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	3	0,59	0,34	59	11,62	1,51	4,27	2,53
2	2	0,39	0,28	51	10,04	1,41	3,29	2,37
3	3	0,59	0,34	49	9,65	1,38	5,14	3,06
4	2	0,39	0,28	43	8,47	1,29	3,91	2,83
5	3	0,59	0,34	48	9,45	1,36	5,25	3,12
6	2	0,39	0,28	47	9,25	1,35	3,57	2,58
7	3	0,59	0,34	52	10,24	1,42	4,84	2,88
8	3	0,59	0,34	51	10,04	1,41	4,94	2,93
9	5	0,98	0,44	82	16,15	1,78	5,12	2,36
10	4	0,79	0,39	55	10,83	1,46	6,11	3,16
11	3	0,59	0,34	52	10,24	1,42	4,84	2,88
12	3	0,59	0,34	49	9,65	1,38	5,14	3,06
13	3	0,59	0,34	53	10,44	1,43	4,75	2,82
14	3	0,59	0,34	44	8,66	1,31	5,73	3,42
15	4	0,79	0,39	58	11,42	1,50	5,79	2,99
16	3	0,59	0,34	62	12,21	1,55	4,06	2,40
17	2	0,39	0,28	41	8,07	1,26	4,10	2,97
18	4	0,79	0,39	55	10,83	1,46	6,11	3,16
19	3	0,59	0,34	51	10,04	1,41	4,94	2,93
20	3	0,59	0,34	50	9,85	1,39	5,04	3,00
21	3	0,59	0,34	54	10,63	1,45	4,67	2,77
22	4	0,79	0,39	61	12,01	1,54	5,51	2,84
23	3	0,59	0,34	56	11,03	1,47	4,50	2,67
24	4	0,79	0,39	78	15,36	1,74	4,31	2,21
25	3	0,59	0,34	53	10,44	1,43	4,75	2,82
26	3	0,59	0,34	53	10,44	1,43	4,75	2,82
27	5	0,98	0,44	75	14,77	1,71	5,60	2,59
28	4	0,79	0,39	66	13,00	1,60	5,09	2,62
29	4	0,79	0,39	70	13,78	1,65	4,80	2,47
30	4	0,79	0,39	68	13,39	1,62	4,94	2,54
31	3	0,59	0,34	53	10,44	1,43	4,75	2,82
32	5	0,98	0,44	73	14,37	1,68	5,75	2,66
33	3	0,59	0,34	52	10,24	1,42	4,84	2,88
34	5	0,98	0,44	63	12,41	1,56	6,66	3,10
35	2	0,39	0,28	45	8,86	1,32	3,73	2,70
ΣN1=	116			1301				
M.A.=		0,65			11,09		4,90	

Pour 35 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 49,60 et calculé = 17,75.

DP 84

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	6	1,18	0,48	94	18,51	1,91	5,36	2,26
2	4	0,79	0,39	80	15,75	1,76	4,20	2,15
3	4	0,79	0,39	76	14,97	1,72	4,42	2,27
4	2	0,39	0,28	28	5,51	1,04	6,00	4,39
5	1	0,20	0,20	15	2,95	0,76	5,60	5,78
6	7	1,38	0,52	105	20,68	2,02	5,60	2,19
7	3	0,59	0,34	30	5,91	1,08	8,40	5,08
8	2	0,39	0,28	32	6,30	1,11	5,25	3,83
9	5	0,98	0,44	88	17,33	1,85	4,77	2,19
10	5	0,98	0,44	73	14,37	1,68	5,75	2,66
11	2	0,39	0,28	16	3,15	0,79	10,49	7,87
12	4	0,79	0,39	69	13,59	1,64	4,87	2,50
13	4	0,79	0,39	58	11,42	1,50	5,79	2,99
14	2	0,39	0,28	36	7,09	1,18	4,67	3,39
15	2	0,39	0,28	35	6,89	1,16	4,80	3,49
16	4	0,79	0,39	63	12,41	1,56	5,33	2,75
17	1	0,20	0,20	21	4,14	0,90	4,00	4,09
18	1	0,20	0,20	37	7,29	1,20	2,27	2,30
19	1	0,20	0,20	25	4,92	0,98	3,36	3,43
20	2	0,39	0,28	37	7,29	1,20	4,54	3,30
21	3	0,59	0,34	43	8,47	1,29	5,86	3,50
22	3	0,59	0,34	44	8,66	1,31	5,73	3,42
23	1	0,20	0,20	21	4,14	0,90	4,00	4,09
24	5	0,98	0,44	78	15,36	1,74	5,38	2,48
25	3	0,59	0,34	45	8,86	1,32	5,60	3,34
26	3	0,59	0,34	58	11,42	1,50	4,34	2,57
27	1	0,20	0,20	25	4,92	0,98	3,36	3,43
28	8	1,58	0,56	120	23,63	2,16	5,60	2,04
29	6	1,18	0,48	104	20,48	2,01	4,84	2,03
30	8	1,58	0,56	126	24,81	2,21	5,33	1,94
31	6	1,18	0,48	96	18,90	1,93	5,25	2,21
32	3	0,59	0,34	47	9,25	1,35	5,36	3,19
33	1	0,20	0,20	29	5,71	1,06	2,90	2,95
34	1	0,20	0,20	23	4,53	0,94	3,65	3,73
35	2	0,39	0,28	35	6,89	1,16	4,80	3,49
36	3	0,59	0,34	48	9,45	1,36	5,25	3,12
ΣN:	119			1960				
M.A.:		0,65			10,72		5,07	

Pour 36 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 64,80 et calculé = 7,52.

GR2

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	3	1,48	0,85	40	19,69	3,11	6,30	3,77
2	1	0,49	0,49	13	6,40	1,77	6,46	6,71
3	2	0,98	0,70	28	13,78	2,60	6,00	4,39
4	2	0,98	0,70	27	13,29	2,56	6,22	4,56
5	1	0,49	0,49	17	8,37	2,03	4,94	5,08
6	1	0,49	0,49	13	6,40	1,77	6,46	6,71
7	2	0,98	0,70	28	13,78	2,60	6,00	4,39
8	1	0,49	0,49	14	6,89	1,84	6,00	6,21
9	2	0,98	0,70	27	13,29	2,56	6,22	4,56
10	2	0,98	0,70	30	14,77	2,70	5,60	4,09
11	1	0,49	0,49	16	7,88	1,97	5,25	5,41
12	2	0,98	0,70	29	14,28	2,65	5,79	4,24
13	1	0,49	0,49	19	9,35	2,15	4,42	4,54
14	1	0,49	0,49	16	7,88	1,97	5,25	5,41
15	3	1,48	0,85	39	19,20	3,07	6,46	3,87
16	2	0,98	0,70	31	15,26	2,74	5,42	3,95
17	1	0,49	0,49	16	7,88	1,97	5,25	5,41
18	1	0,49	0,49	17	8,37	2,03	4,94	5,08
19	1	0,49	0,49	17	8,37	2,03	4,94	5,08
20	2	0,98	0,70	32	15,75	2,78	5,25	3,83
21	2	0,98	0,70	27	13,29	2,56	6,22	4,56
22	2	0,98	0,70	28	13,78	2,60	6,00	4,39
23	2	0,98	0,70	32	15,75	2,78	5,25	3,83
24	2	0,98	0,70	33	16,25	2,83	5,09	3,71
25	1	0,49	0,49	20	9,85	2,20	4,20	4,30
26	3	1,48	0,85	35	17,23	2,91	7,20	4,33
27	3	1,48	0,85	38	18,71	3,03	6,63	3,98
28	1	0,49	0,49	13	6,40	1,77	6,46	6,71
29	2	0,98	0,70	24	11,81	2,41	7,00	5,15
30	3	1,48	0,85	40	19,69	3,11	6,30	3,77
31	3	1,48	0,85	41	20,18	3,15	6,15	3,68
32	2	0,98	0,70	28	13,78	2,60	6,00	4,39
33	3	1,48	0,85	39	19,20	3,07	6,46	3,87
34	1	0,49	0,49	14	6,89	1,84	6,00	6,21
35	2	0,98	0,70	30	14,77	2,70	5,60	4,09
36	1	0,49	0,49	14	6,89	1,84	6,00	6,21
37	2	0,98	0,70	26	12,80	2,51	6,46	4,74
38	1	0,49	0,49	16	7,88	1,97	5,25	5,41
39	1	0,49	0,49	18	8,86	2,09	4,67	4,79
40	1	0,49	0,49	23	11,32	2,36	3,65	3,73
ΣN:	70			1008				
M.A.:		0,86			12,41		5,74	

Pour 40 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 42,88 et calculé = 1,06.

## G\*B1

N° grain	Njs	Djs x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x 10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	6	1,18	0,48	121	23,83	2,17	4,16	1,74
2	3	0,59	0,34	70	13,78	1,65	3,60	2,12
3	7	1,38	0,52	125	24,61	2,20	4,70	1,83
4	5	0,98	0,44	103	20,28	2,00	4,08	1,87
5	6	1,18	0,48	105	20,68	2,02	4,80	2,01
6	3	0,59	0,34	79	15,56	1,75	3,19	1,88
7	3	0,59	0,34	86	16,93	1,83	2,93	1,72
8	7	1,38	0,52	117	23,04	2,13	5,02	1,95
9	5	0,98	0,44	126	24,81	2,21	3,33	1,52
10	7	1,38	0,52	110	21,66	2,07	5,34	2,08
11	9	1,77	0,59	146	28,75	2,38	5,18	1,78
12	4	0,79	0,39	148	29,14	2,40	2,27	1,15
13	3	0,59	0,34	96	18,90	1,93	2,62	1,54
14	8	1,58	0,56	125	24,61	2,20	5,37	1,96
15	7	1,38	0,52	115	22,64	2,11	5,11	1,99
16	3	0,59	0,34	89	17,53	1,86	2,83	1,66
17	2	0,39	0,28	77	15,16	1,73	2,18	1,56
18	8	1,58	0,56	142	27,96	2,35	4,73	1,72
19	4	0,79	0,39	166	32,69	2,54	2,02	1,02
20	8	1,58	0,56	170	33,48	2,57	3,95	1,43
21	9	1,77	0,59	161	31,70	2,50	4,69	1,61
22	2	0,39	0,28	50	9,85	1,39	3,36	2,42
23	2	0,39	0,28	62	12,21	1,55	2,71	1,95
24	4	0,79	0,39	101	19,89	1,98	3,33	1,70
25	10	1,97	0,62	152	29,93	2,43	5,52	1,80
26	9	1,77	0,59	144	28,36	2,36	5,25	1,80
27	5	0,98	0,44	112	22,05	2,08	3,75	1,71
28	2	0,39	0,28	105	20,68	2,02	1,60	1,14
29	11	2,17	0,65	152	29,93	2,43	6,08	1,90
30	7	1,38	0,52	144	28,36	2,36	4,08	1,58
31	3	0,59	0,34	121	23,83	2,17	2,08	1,22
32	4	0,79	0,39	116	22,84	2,12	2,90	1,47
33	6	1,18	0,48	106	20,87	2,03	4,75	1,99
34	5	0,98	0,44	107	21,07	2,04	3,92	1,80
35	4	0,79	0,39	100	19,69	1,97	3,36	1,71
ΣN:	191			3949				
M.A.:		1,07			22,22		4,06	

Pour 24 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 49,60 et calculé = 16,32.

## Arc

	Valeurs	±1σ	ARC	
p=	6,087E+05	4,33E+03		
g=	0,5			
Zeta =	321	4	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 5078,4 μm²
Irrad.:	93-6		Lentille: x1.25	Surface in: 5078,4 μm²
Nd	19721	0,007	Objectif: x100im.	

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	2	0,39	0,28	21	4,14	0,90	9,30	6,88
2	3	0,59	0,34	47	9,25	1,35	6,23	3,71
3	5	0,98	0,44	32	6,30	1,11	15,25	7,33
4	6	1,18	0,48	78	15,36	1,74	7,51	3,18
5	2	0,39	0,28	29	5,71	1,06	6,73	4,92
6	8	1,58	0,56	106	20,87	2,03	7,37	2,70
7	1	0,20	0,20	15	2,95	0,76	6,51	6,72
8	1	0,20	0,20	16	3,15	0,79	6,10	6,29
9	3	0,59	0,34	36	7,09	1,18	8,14	4,89
10	5	0,98	0,44	55	10,83	1,46	8,88	4,15
11	3	0,59	0,34	49	9,65	1,38	5,98	3,56
12	5	0,98	0,44	26	5,12	1,00	18,76	9,16
13	5	0,98	0,44	38	7,48	1,21	12,84	6,11
14	7	1,38	0,52	85	16,74	1,82	8,04	3,16
15	18	3,54	0,84	81	15,95	1,77	21,67	5,65
16	3	0,59	0,34	42	8,27	1,28	6,97	4,17
17	5	0,98	0,44	101	19,89	1,98	4,83	2,21
18	1	0,20	0,20	10	1,97	0,62	9,76	10,24
19	7	1,38	0,52	52	10,24	1,42	13,14	5,29
20	5	0,98	0,44	40	7,88	1,25	12,20	5,79
21	5	0,98	0,44	37	7,29	1,20	13,19	6,28
22	7	1,38	0,52	80	15,75	1,76	8,54	3,37
23	3	0,59	0,34	27	5,32	1,02	10,85	6,60
24	5	0,98	0,44	40	7,88	1,25	12,20	5,79
25	2	0,39	0,28	29	5,71	1,06	6,73	4,92
26	6	1,18	0,48	28	5,51	1,04	20,90	9,40
27	5	0,98	0,44	73	14,37	1,68	6,69	3,09
28	3	0,59	0,34	98	19,30	1,95	2,99	1,75
29	5	0,98	0,44	58	11,42	1,50	8,42	3,92
30	1	0,20	0,20	5	0,98	0,44	19,51	21,37
31	8	1,58	0,56	93	18,31	1,90	8,40	3,09
32	4	0,79	0,39	66	13,00	1,60	5,92	3,05
33	3	0,59	0,34	55	10,83	1,46	5,33	3,16
34	1	0,20	0,20	9	1,77	0,59	10,85	11,43
35	2	0,39	0,28	47	9,25	1,35	4,16	3,00
36	4	0,79	0,39	49	9,65	1,38	7,97	4,14
37	4	0,79	0,39	65	12,80	1,59	6,01	3,10
38	2	0,39	0,28	37	7,29	1,20	5,28	3,83
39	5	0,98	0,44	77	15,16	1,73	6,34	2,93
40	2	0,39	0,28	33	6,50	1,13	5,92	4,31
41	6	1,18	0,48	91	17,92	1,88	6,44	2,71
42	2	0,39	0,28	31	6,10	1,10	6,30	4,60
43	2	0,39	0,28	28	5,51	1,04	6,97	5,10

## Bréda

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	6,00	1,18	0,48	72,00	14,18	1,67	8,03	3,41
2	2,00	0,39	0,28	27,00	5,32	1,02	7,14	5,23
3	4,00	0,79	0,39	19,00	3,74	0,86	20,28	11,16
4	8,00	1,58	0,56	129,00	25,40	2,40	5,98	2,18
5	6,00	1,18	0,48	112,00	22,05	1,88	5,17	2,16
6	10,00	1,97	0,62	137,00	26,98	2,91	7,04	2,31
7	6,00	1,18	0,48	86,00	16,93	1,46	6,73	2,84
8	9,00	1,77	0,59	135,00	26,58	3,35	6,43	2,21
9	4,00	0,79	0,39	63,00	12,41	1,54	6,12	3,16
10	5,00	0,98	0,44	65,00	12,80	1,95	7,42	3,44
11	1,00	0,20	0,20	43,00	8,47	1,14	2,24	2,27
12	6,00	1,18	0,48	55,00	10,83	0,99	10,52	4,52
13	8,00	1,58	0,56	119,00	23,43	2,30	6,48	2,37
14	6,00	1,18	0,48	104,00	20,48	1,76	5,56	2,34
15	10,00	1,97	0,62	136,00	26,78	3,07	7,09	2,32
16	7,00	1,38	0,52	76,00	14,97	4,73	8,88	3,51
17	1,00	0,20	0,20	10,00	1,97	0,23	9,64	10,11
18	4,00	0,79	0,39	73,00	14,37	1,68	5,28	2,71
19	2,00	0,39	0,28	37,00	7,29	1,20	5,21	3,78
20	1,00	0,20	0,20	24,00	4,73	0,96	4,02	4,10
21	8,00	1,58	0,56	97,00	19,10	1,94	7,95	2,93
22	2,00	0,39	0,28	33,00	6,50	1,13	5,84	4,26
23	4,00	0,79	0,39	81,00	15,95	1,77	4,76	2,44
24	4,00	0,79	0,39	99,00	19,49	1,96	3,90	1,99
25	5,00	0,98	0,44	81,00	15,95	1,77	5,95	2,74
26	12,00	2,36	0,68	136,00	26,78	2,30	8,51	2,56
27	4,00	0,79	0,39	53,00	10,44	1,43	7,28	3,77
28	9,00	1,77	0,59	72,00	14,18	1,67	12,05	4,26
29	6,00	1,18	0,48	93,00	18,31	1,90	6,22	2,62
30	7,00	1,38	0,52	99,00	19,49	1,96	6,82	2,67
31	1,00	0,20	0,20	51,00	10,04	1,41	1,89	1,91
32	6,00	1,18	0,48	67,00	13,19	1,61	8,63	3,68
33	9,00	1,77	0,59	105,00	20,68	2,02	8,26	2,87
34	7,00	1,38	0,52	134,00	26,39	2,28	5,04	1,95
35	9,00	1,77	0,59	100,00	19,69	1,97	8,68	3,02
36	10,00	1,97	0,62	85,00	16,74	1,82	11,34	3,79
37	2,00	0,39	0,28	49,00	9,65	1,38	3,94	2,84
38	2,00	0,39	0,28	19,00	3,74	0,86	10,15	7,54
39	7,00	1,38	0,52	117,00	23,04	2,13	5,77	2,25
40	9,00	1,77	0,59	133,00	26,19	2,27	6,53	2,25
41	7,00	1,38	0,52	114,00	22,45	2,10	5,92	2,31
42	6,00	1,18	0,48	90,00	17,72	1,87	6,43	2,71
43	3,00	0,59	0,34	72,00	14,18	1,67	4,02	2,37
44	3,00	0,59	0,34	47,00	9,25	1,35	6,16	3,67
45	5,00	0,98	0,44	72,00	14,18	1,67	6,70	3,10
46	9,00	1,77	0,59	97,00	19,10	1,94	8,95	3,12
47	1,00	0,20	0,20	9,00	1,77	0,59	10,71	11,29
48	5,00	0,98	0,44	95,00	18,71	1,92	5,08	2,33
49	2,00	0,39	0,28	31,00	6,10	1,10	6,22	4,54
50	4,00	0,79	0,39	41,00	8,07	1,26	9,41	4,93
51	3,00	0,59	0,34	83,00	16,34	1,79	3,49	2,05
52	4,00	0,79	0,39	62,00	12,21	1,55	6,22	3,21

## Bréda (suite)

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
53	13,00	2,56	0,71	137,00	26,98	2,30	9,15	2,65
54	3,00	0,59	0,34	53,00	10,44	1,43	5,46	3,24
55	4,00	0,79	0,39	69,00	13,59	1,64	5,59	2,88
56	3,00	0,59	0,34	40,00	7,88	1,25	7,23	4,33
57	8,00	1,58	0,56	97,00	19,10	1,94	7,95	2,93
58	3,00	0,59	0,34	139,00	27,37	2,32	2,08	1,21
59	7,00	1,38	0,52	141,00	27,76	2,34	4,79	1,85
60	2,00	0,39	0,28	50,00	9,85	1,39	3,86	2,78
61	6,00	1,18	0,48	92,00	18,12	1,89	6,29	2,65
62	3,00	0,59	0,34	22,00	4,33	0,92	13,14	8,09
63	4,00	0,79	0,39	76,00	14,97	1,72	5,08	2,60
64	2,00	0,39	0,28	73,00	14,37	1,68	2,64	1,89
65	4,00	0,79	0,39	65,00	12,80	1,59	5,93	3,06
66	3,00	0,59	0,34	61,00	12,01	1,54	4,74	2,80
67	1,00	0,20	0,20	50,00	9,85	1,39	1,93	1,95
68	1,00	0,20	0,20	31,00	6,10	1,10	3,11	3,16
69	6,00	1,18	0,48	118,00	23,24	2,14	4,90	2,05
70	9,00	1,77	0,59	128,00	25,20	2,23	6,78	2,34
71	4,00	0,79	0,39	85,00	16,74	1,82	4,54	2,32
72	5,00	0,98	0,44	77,00	15,16	1,73	6,26	2,89
73	7,00	1,38	0,52	91,00	17,92	1,88	7,42	2,91
74	2,00	0,39	0,28	59,00	11,62	1,51	3,27	2,35
75	1,00	0,20	0,20	16,00	3,15	0,79	6,03	6,21
76	2,00	0,39	0,28	40,00	7,88	1,25	4,82	3,49
77	5,00	0,98	0,44	72,00	14,18	1,67	6,70	3,10
78	1,00	0,20	0,20	15,00	2,95	0,76	6,43	6,64
79	3,00	0,59	0,34	76,00	14,97	1,72	3,81	2,24
80	4,00	0,79	0,39	65,00	12,80	1,59	5,93	3,06
81	6,00	1,18	0,48	96,00	18,90	1,93	6,03	2,54
82	3,00	0,59	0,34	63,00	12,41	1,56	4,59	2,71
83	9,00	1,77	0,59	85,00	16,74	1,82	10,21	3,58
84	4,00	0,79	0,39	98,00	19,30	1,95	3,94	2,01
85	2,00	0,39	0,28	64,00	12,60	1,58	3,01	2,16
86	1,00	0,20	0,20	38,00	7,48	1,21	2,54	2,57
87	2,00	0,39	0,28	56,00	11,03	1,47	3,44	2,48
88	2,00	0,39	0,28	49,00	9,65	1,38	3,94	2,84
89	6,00	1,18	0,48	68,00	13,39	1,62	8,51	3,62
90	4,00	0,79	0,39	60,00	11,81	1,53	6,43	3,32
91	4,00	0,79	0,39	98,00	19,30	1,95	3,94	2,01
92	4,00	0,79	0,39	79,00	15,56	1,75	4,88	2,50
93	7,00	1,38	0,52	102,00	20,09	1,99	6,62	2,59
94	3,00	0,59	0,34	57,00	11,22	1,49	5,08	3,01
95	3,00	0,59	0,34	42,00	8,27	1,28	6,89	4,12
96	5,00	0,98	0,44	56,00	11,03	1,47	8,61	4,02
97	1,00	0,20	0,20	18,00	3,54	0,84	5,36	5,50
98	4,00	0,79	0,39	70,00	13,78	1,65	5,51	2,83
99	1,00	0,20	0,20	83,00	16,34	1,79	1,16	1,17

Paléodelta

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	2	0,39	0,28	24,00	5	0,96	8,03	13,33
2	5	0,98	0,44	37,00	7	1,20	13,02	13,99
3	4	0,79	0,39	32,00	6	1,11	12,05	14,40
4	1	0,20	0,20	9,00	2	0,59	10,71	25,44
5	4	0,79	0,39	77,00	15	1,73	5,01	5,79
6	5	0,98	0,44	65,00	13	1,59	7,42	7,76
7	4	0,79	0,39	85,00	17	1,82	4,54	5,23
8	6	1,18	0,48	88,00	17	1,85	6,57	6,25
9	3	0,59	0,34	61,00	12	1,54	4,74	6,32
10	1	0,20	0,20	52,00	10	1,42	1,86	4,22
11	14	2,76	0,74	104,00	20	2,01	12,97	8,32
12	2	0,39	0,28	47,00	9	1,35	4,10	6,68
13	4	0,79	0,39	100,00	20	1,97	3,86	4,43
14	3	0,59	0,34	73,00	14	1,68	3,96	5,26
15	5	0,98	0,44	62,00	12	1,55	7,78	8,15
16	1	0,20	0,20	15,00	3	0,76	6,43	14,96
17	3	0,59	0,34	50,00	10	1,39	5,79	7,75
18	1	0,20	0,20	19,00	4	0,86	5,08	11,74
19	4	0,79	0,39	94,00	19	1,91	4,10	4,72
20	5	0,98	0,44	81,00	16	1,77	5,95	6,18
21	1	0,20	0,20	7,00	1	0,52	13,77	33,17
22	3	0,59	0,34	56,00	11	1,47	5,17	6,90
23	4	0,79	0,39	32,00	6	1,11	12,05	14,40
24	1	0,20	0,20	14,00	3	0,74	6,89	16,07
25	2	0,39	0,28	29,00	6	1,06	6,65	10,96
26	1	0,20	0,20	14,00	3	0,74	6,89	16,07
27	5	0,98	0,44	46,00	9	1,34	10,48	11,12
28	5	0,98	0,44	68,00	13	1,62	7,09	7,40
29	4	0,79	0,39	42,00	8	1,28	9,18	10,83
30	6	1,18	0,48	54,00	11	1,45	10,71	10,39
31	5	0,98	0,44	55,00	11	1,46	8,76	9,23
32	3	0,59	0,34	66,00	13	1,60	4,38	5,83
33	2	0,39	0,28	72,00	14	1,67	2,68	4,33
34	2	0,39	0,28	30,00	6	1,08	6,43	10,58
35	1	0,20	0,20	8,00	2	0,56	12,05	28,80
36	4	0,79	0,39	43,00	8	1,29	8,97	10,57
37	2	0,39	0,28	16,00	3	0,79	12,05	20,36
38	1	0,20	0,20	12,00	2	0,68	8,03	18,85
39	4	0,79	0,39	92,00	18	1,89	4,19	4,83
40	3	0,59	0,34	49,00	10	1,38	5,90	7,91
41	1	0,20	0,20	44,00	9	1,31	2,19	5,00
42	5	0,98	0,44	46,00	9	1,34	10,48	11,12
43	7	1,38	0,52	82,00	16	1,78	8,23	7,30
44	4	0,79	0,39	76,00	15	1,72	5,08	5,87
45	2	0,39	0,28	53,00	10	1,43	3,64	5,91
46	3	0,59	0,34	60,00	12	1,53	4,82	6,43
47	2	0,39	0,28	50,00	10	1,39	3,86	6,27
48	1	0,20	0,20	31,00	6	1,10	3,11	7,12
49	3	0,59	0,34	59,00	12	1,51	4,90	6,54
50	1	0,20	0,20	13,00	3	0,71	7,42	17,35
51	6	1,18	0,48	65,00	13	1,59	8,90	8,56
52	2	0,39	0,28	79,00	16	1,75	2,44	3,94

Paléodlta (suite)

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
53	5	0,98	0,44	47,00	9	1,35	10,26	10,87
54	4	0,79	0,39	41,00	8	1,26	9,41	11,10
55	6	1,18	0,48	93,00	18	1,90	6,22	5,91
56	3	0,59	0,34	34,00	7	1,15	8,51	11,55
57	4	0,79	0,39	51,00	10	1,41	7,56	8,85
58	4	0,79	0,39	40,00	8	1,25	9,64	11,39
59	5	0,98	0,44	64,00	13	1,58	7,53	7,88
60	5	0,98	0,44	60,00	12	1,53	8,03	8,43
61	5	0,98	0,44	45,00	9	1,32	10,71	11,38
62	9	1,77	0,59	76,00	15	1,72	11,42	9,07
63	4	0,79	0,39	49,00	10	1,38	7,87	9,22
64	2	0,39	0,28	61,00	12	1,54	3,16	5,12
65	5	0,98	0,44	63,00	12	1,56	7,65	8,01
66	10	1,97	0,62	94,00	19	1,91	10,26	7,69
67	3	0,59	0,34	75,00	15	1,71	3,86	5,12
68	5	0,98	0,44	78,00	15	1,74	6,18	6,43
69	3	0,59	0,34	31,00	6	1,10	9,33	12,71
70	3	0,59	0,34	58,00	11	1,50	4,99	6,66
71	1	0,20	0,20	9,00	2	0,59	10,71	25,44
72	8	1,58	0,56	81,00	16	1,77	9,52	7,95
73	1	0,20	0,20	7,00	1	0,52	13,77	33,17
74	4	0,79	0,39	54,00	11	1,45	7,14	8,34
75	2	0,39	0,28	21,00	4	0,90	9,18	15,31
76	6	1,18	0,48	75,00	15	1,71	7,71	7,38
77	2	0,39	0,28	67,00	13	1,61	2,88	4,66
78	4	0,79	0,39	38,00	7	1,21	10,15	12,02
79	6	1,18	0,48	54,00	11	1,45	10,71	10,39
80	5	0,98	0,44	61,00	12	1,54	7,90	8,28
81	6	1,18	0,48	53,00	10	1,43	10,91	10,59
82	5	0,98	0,44	51,00	10	1,41	9,45	9,98
83	11	2,17	0,65	88,00	17	1,85	12,05	8,68
84	2	0,39	0,28	45,00	9	1,32	4,29	6,98
85	2	0,39	0,28	49,00	10	1,38	3,94	6,40
86	2	0,39	0,28	95,00	19	1,92	2,03	3,27
87	2	0,39	0,28	62,00	12	1,55	3,11	5,04
88	1	0,20	0,20	37,00	7	1,20	2,61	5,95
89	5	0,98	0,44	51,00	10	1,41	9,45	9,98
90	4	0,79	0,39	47,00	9	1,35	8,21	9,63
91	7	1,38	0,52	52,00	10	1,42	12,97	11,77
92	1	0,20	0,20	70,00	14	1,65	1,38	3,13
93	7	1,38	0,52	86,00	17	1,83	7,85	6,95
94	1	0,20	0,20	42,00	8	1,28	2,30	5,24
95	4	0,79	0,39	69,00	14	1,64	5,59	6,48
96	3	0,59	0,34	37,00	7	1,20	7,82	10,58
97	2	0,39	0,28	17,00	3	0,81	11,34	19,10
98	6	1,18	0,48	67,00	13	1,61	8,63	8,29
99	4	0,79	0,39	68,00	13	1,62	5,67	6,58
100	2	0,39	0,28	72,00	14	1,67	2,68	4,33
101	2	0,39	0,28	69,00	14	1,64	2,80	4,52
102	3	0,59	0,34	26,00	5	1,00	11,12	15,28

***ANNEXE - D -***

***RESULTATS ANALYTIQUES  
DES MASSIFS  
DES REHAMNA (MESETA MAROCAINE)***

## ANNEXE D

### *TABLEAUX DES CALCULS DETAILLES DES AGES TF SUR APATITES ET ZIRCONS DANS LES MASSIFS GRANITIQUES DES REHAMNA (MESETA MAROCAINE)*

Données analytiques détaillées des échantillons issus des granites hercyniens du Massif des Réhamna (Maroc). La technique utilisée est celle du détecteur externe pour toutes les datations.

Pour chaque échantillon, un tableau de mesures effectués au cours du présent travail, avec : colonne 1, le nombre de grains ( $N_j$ ); colonne 2 et 5, les nombres de traces fossiles et induites comptées pour chaque grain ( $N_{js}$  et  $N_{ji}$ ) parmi les  $N_j$  grains; colonne 3 et 6, densité de traces fossiles et induites en  $t/cm^2$  avec leurs incertitudes en colonne 4 et 7; enfin les âges individuels et leurs précisions dans les colonnes 8 et 9.

Dans la partie haute de chaque tableau, figure les constantes utilisées pour le calcul des âges apparents individuels, avec :  $N_d$  et  $\rho$ , le nombre total et la densité moyenne des traces induites dans les standards NBS 962 utilisés dans l'irradiation;  $g$  et  $Z\eta$ , facteurs de calibration (voir chapitre I).

En bas du tableau, nous avons présenté les valeurs du test  $\chi^2$  calculées et théoriques pour chaque série de mesures d'âges.

LB2

	Valeurs	±1σ		
ρ=	5,416E+05	1,57E+03	Réhamna (Maroc)	
g=	0,5		Echantillon LB2	
Zeta =	321	4	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 8464 μm²
Irrad.:	93-1		Lentille: x1.25	Surface in: 8464 μm²
Nd	21934	0,01	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	107	12,64	1,22	114	13,47	1,26	81,08	10,93
2	100	11,81	1,18	115	13,59	1,27	75,15	10,29
3	69	8,15	0,98	70	8,27	0,99	85,12	14,45
4	73	8,62	1,01	76	8,98	1,03	82,96	13,61
5	90	10,63	1,12	94	11,11	1,15	82,70	12,21
6	74	8,74	1,02	72	8,51	1,00	88,73	14,70
7	105	12,41	1,21	107	12,64	1,22	84,74	11,65
8	112	13,23	1,25	118	13,94	1,28	81,98	10,83
9	40	4,73	0,75	45	5,32	0,79	76,81	16,70
10	58	6,85	0,90	67	7,92	0,97	74,81	13,43
ΣN:	828			878				
M.A.:		9,78			10,37		81,46	3,95

Pour 9 degré de liberté, χ² théorique = 16,92 et calculé = 1,10

SB4P3

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	91	10,75	1,13	80	9,45	1,06	98,13	15,05
2	91	10,75	1,13	81	9,57	1,06	96,93	14,82
3	103	12,17	1,20	94	11,11	1,15	94,55	13,50
4	105	12,41	1,21	92	10,87	1,13	98,45	14,08
5	116	13,71	1,27	103	12,17	1,20	97,16	13,17
6	95	11,22	1,15	80	9,45	1,06	102,41	15,56
7	95	11,22	1,15	77	9,10	1,04	106,37	16,33
8	105	12,41	1,21	96	11,34	1,16	94,38	13,34
9	96	11,34	1,16	84	9,92	1,08	98,59	14,74
10	92	10,87	1,13	89	10,52	1,11	89,24	13,28
11	97	11,46	1,16	79	9,33	1,05	105,86	16,06
12	94	11,11	1,15	79	9,33	1,05	102,61	15,68
13	98	11,58	1,17	78	9,22	1,04	108,30	16,45
14	96	11,34	1,16	95	11,22	1,15	87,25	12,64
15	100	11,81	1,18	100	11,81	1,18	86,35	12,23
16	99	11,70	1,18	74	8,74	1,02	115,26	17,73
17	100	11,81	1,18	107	12,64	1,22	80,73	11,24
18	102	12,05	1,19	92	10,87	1,13	95,66	13,77
19	100	11,81	1,18	82	9,69	1,07	105,15	15,68
20	110	13,00	1,24	123	14,53	1,31	77,27	10,15
21	95	11,22	1,15	70	8,27	0,99	116,91	18,43
22	109	12,88	1,23	105	12,41	1,21	89,61	12,27
23	99	11,70	1,18	75	8,86	1,02	113,73	17,43
24	108	12,76	1,23	99	11,70	1,18	94,14	13,11
25	100	11,81	1,18	83	9,81	1,08	103,89	15,44
26	102	12,05	1,19	93	10,99	1,14	94,64	13,58
27	97	11,46	1,16	98	11,58	1,17	85,47	12,26
ΣN:	2695			2408				
M.A.:		11,79			10,54		96,56	2,71

Pour 26 degré de liberté, χ² théorique = 38,88 et calculé = 8,41

RB8

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	112	13,23	1,25	114	13,47	1,26	84,84	11,29
2	115	13,59	1,27	120	14,18	1,29	82,77	10,80
3	158	18,67	1,49	167	19,73	1,53	81,72	9,07
4	123	14,53	1,31	121	14,30	1,30	87,76	11,24
5	53	6,26	0,86	61	7,21	0,92	75,09	14,10
6	49	5,79	0,83	59	6,97	0,91	71,79	13,88
7	46	5,43	0,80	56	6,62	0,88	71,01	14,13
8	79	9,33	1,05	88	10,40	1,11	77,57	12,02
9	138	16,30	1,39	137	16,19	1,38	86,97	10,49
10	111	13,11	1,24	120	14,18	1,29	79,91	10,52
11	69	8,15	0,98	105	12,41	1,21	56,87	8,81
12	126	14,89	1,33	108	12,76	1,23	100,63	13,20
ΣN:	1179			1256				
M.A.:		11,61			12,37		81,09	3,29

Pour 11 degré de liberté, χ² théorique = 19,67 et calculé = 10,10

SB1P17

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	85	10,04	1,09	77	9,10	1,04	95,25	15,00
2	60	7,09	0,92	55	6,50	0,88	94,14	17,59
3	102	12,05	1,19	92	10,87	1,13	95,66	13,77
4	96	11,34	1,16	98	11,58	1,17	84,60	12,16
5	98	11,58	1,17	92	10,87	1,13	91,94	13,36
6	62	7,33	0,93	65	7,68	0,95	82,39	14,64
7	82	9,69	1,07	87	10,28	1,10	81,41	12,54
8	57	6,73	0,89	56	6,62	0,88	87,88	16,54
9	98	11,58	1,17	96	11,34	1,16	88,13	12,67
10	65	7,68	0,95	64	7,56	0,95	87,69	15,45
11	103	12,17	1,20	80	9,45	1,06	110,96	16,55
12	100	11,81	1,18	123	14,53	1,31	70,29	9,48
13	68	8,03	0,97	77	9,10	1,04	76,31	12,71
14	101	11,93	1,19	125	14,77	1,32	69,86	9,36
15	94	11,11	1,15	96	11,34	1,16	84,56	12,28
16	63	7,44	0,94	82	9,69	1,07	66,44	11,14
17	86	10,16	1,10	83	9,81	1,08	89,45	13,78
18	85	10,04	1,09	97	11,46	1,16	75,73	11,26
19	93	10,99	1,14	87	10,28	1,10	92,26	13,77
20	88	10,40	1,11	90	10,63	1,12	84,44	12,67
21	67	7,92	0,97	55	6,50	0,88	105,03	19,12
22	82	9,69	1,07	85	10,04	1,09	83,32	12,91
23	71	8,39	1,00	70	8,27	0,99	87,57	14,76
24	112	13,23	1,25	107	12,64	1,22	90,35	12,23
25	93	10,99	1,14	103	12,17	1,20	78,01	11,17
26	75	8,86	1,02	86	10,16	1,10	75,37	11,92
27	99	11,70	1,18	105	12,41	1,21	81,44	11,42
28	69	8,15	0,98	66	7,80	0,96	90,24	15,55
29	110	13,00	1,24	93	10,99	1,14	102,01	14,39
30	99	11,70	1,18	77	9,10	1,04	110,81	16,85
31	97	11,46	1,16	89	10,52	1,11	94,05	13,82
32	121	14,30	1,30	110	13,00	1,24	94,92	12,52
33	122	14,41	1,30	127	15,00	1,33	82,97	10,53
ΣN:	2903			2895				
M.A.:		10,39			10,36		86,58	2,27

Pour 32 degré de liberté, χ² théorique = 46,68 et calculé = 21,53

**SB1P10**

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	96	11,34	1,16	87	10,28	1,10	95,21	14,11
2	89	10,52	1,11	67	7,92	0,97	114,45	18,53
3	67	7,92	0,97	52	6,14	0,85	111,04	20,54
4	60	7,09	0,92	46	5,43	0,80	112,40	22,04
5	78	9,22	1,04	71	8,39	1,00	94,80	15,56
6	82	9,69	1,07	57	6,73	0,89	123,86	21,38
7	87	10,28	1,10	76	8,98	1,03	98,75	15,52
8	93	10,99	1,14	78	9,22	1,04	102,82	15,80
9	40	4,73	0,75	73	8,62	1,01	47,46	9,34
10	120	14,18	1,29	100	11,81	1,18	103,48	14,03
11	93	10,99	1,14	68	8,03	0,97	117,80	18,81
12	99	11,70	1,18	113	13,35	1,26	75,71	10,43
13	97	11,46	1,16	83	9,81	1,08	100,80	15,09
14	112	13,23	1,25	82	9,69	1,07	117,65	17,12
15	98	11,58	1,17	85	10,04	1,09	99,45	14,76
16	127	15,00	1,33	112	13,23	1,25	97,82	12,70
17	72	8,51	1,00	81	9,57	1,06	76,81	12,45
18	120	14,18	1,29	109	12,88	1,23	95,00	12,59
19	95	11,22	1,15	71	8,39	1,00	115,27	18,10
20	96	11,34	1,16	75	8,86	1,02	110,32	17,02
21	120	14,18	1,29	109	12,88	1,23	95,00	12,59
22	56	6,62	0,88	47	5,55	0,81	102,75	20,34
23	86	10,16	1,10	69	8,15	0,98	107,44	17,38
ΣN:	2083			1811				
M.A.:		10,70			9,30		99,22	4,29

Pour 22 dgré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 33,92 et calculé = 29,45

**SB1P16**

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	68	8,03	0,97	59	6,97	0,91	99,42	17,70
2	95	11,22	1,15	97	11,46	1,16	84,58	12,22
3	100	11,81	1,18	90	10,63	1,12	95,87	13,94
4	56	6,62	0,88	50	5,91	0,84	96,63	18,81
5	91	10,75	1,13	97	11,46	1,16	81,04	11,84
6	116	13,71	1,27	123	14,53	1,31	81,46	10,56
7	76	8,98	1,03	80	9,45	1,06	82,06	13,16
8	76	8,98	1,03	89	10,52	1,11	73,81	11,54
9	86	10,16	1,10	91	10,75	1,13	81,63	12,29
10	92	10,87	1,13	95	11,22	1,15	83,64	12,25
11	82	9,69	1,07	94	11,11	1,15	75,39	11,40
12	77	9,10	1,04	65	7,68	0,95	102,16	17,22
13	106	12,52	1,22	116	13,71	1,27	78,95	10,62
14	85	10,04	1,09	75	8,86	1,02	97,77	15,50
15	110	13,00	1,24	104	12,29	1,20	91,29	12,50
16	80	9,45	1,06	77	9,10	1,04	89,69	14,33
17	58	6,85	0,90	55	6,50	0,88	91,02	17,14
18	95	11,22	1,15	89	10,52	1,11	92,13	13,60
19	95	11,22	1,15	82	9,69	1,07	99,93	15,08
ΣN:	1644			1628				
M.A.:		10,22			10,12		87,19	3,05

Pour 18 dgré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 30,14 et calculé = 7,52

**SB2P19**

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	75	8,86	1,02	61	7,21	0,92	106,00	18,29
2	89	10,52	1,11	80	9,45	1,06	95,99	14,80
3	84	9,92	1,08	81	9,57	1,06	89,52	13,95
4	85	10,04	1,09	76	8,98	1,03	96,49	15,25
5	95	11,22	1,15	75	8,86	1,02	109,18	16,88
6	132	15,60	1,36	93	10,99	1,14	122,21	16,57
7	98	11,58	1,17	92	10,87	1,13	91,94	13,36
8	110	13,00	1,24	105	12,41	1,21	90,43	12,35
9	130	15,36	1,35	107	12,64	1,22	104,76	13,69
10	74	8,74	1,02	69	8,15	0,98	92,56	15,50
11	99	11,70	1,18	114	13,47	1,26	75,05	10,32
12	118	13,94	1,28	116	13,71	1,27	87,82	11,50
13	83	9,81	1,08	74	8,74	1,02	96,77	15,49
14	86	10,16	1,10	78	9,22	1,04	95,14	14,89
15	93	10,99	1,14	92	10,87	1,13	87,28	12,85
16	94	11,11	1,15	102	12,05	1,19	79,62	11,40
17	96	11,34	1,16	110	13,00	1,24	75,42	10,55
18	98	11,58	1,17	76	8,98	1,03	111,13	17,00
19	96	11,34	1,16	75	8,86	1,02	110,32	17,02
20	91	10,75	1,13	92	10,87	1,13	85,41	12,64
ΣN:	1926			1768				
M.A.:		11,38			10,44		94,01	3,10

Pour 19 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 30,14 et calculé = 16,20

**SB1P18**

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	96	11,34	1,16	90	10,63	1,12	92,06	13,52
2	93	10,99	1,14	98	11,58	1,17	81,97	11,88
3	93	10,99	1,14	91	10,75	1,13	88,23	13,02
4	73	8,62	1,01	96	11,34	1,16	65,76	10,22
5	116	13,71	1,27	116	13,71	1,27	86,35	11,35
6	91	10,75	1,13	93	10,99	1,14	84,50	12,47
7	106	12,52	1,22	99	11,70	1,18	92,41	12,93
8	132	15,60	1,36	119	14,06	1,29	95,71	12,12
9	58	6,85	0,90	60	7,09	0,92	83,49	15,38
10	59	6,97	0,91	55	6,50	0,88	92,58	17,36
11	91	10,75	1,13	85	10,04	1,09	92,40	13,95
12	61	7,21	0,92	64	7,56	0,95	82,32	14,74
13	83	9,81	1,08	79	9,33	1,05	90,69	14,27
14	86	10,16	1,10	77	9,10	1,04	96,36	15,13
15	82	9,69	1,07	72	8,51	1,00	98,25	15,88
16	81	9,57	1,06	90	10,63	1,12	77,76	11,92
17	101	11,93	1,19	93	10,99	1,14	93,72	13,48
18	72	8,51	1,00	74	8,74	1,02	84,03	13,92
19	90	10,63	1,12	85	10,04	1,09	91,39	13,84
20	75	8,86	1,02	79	9,33	1,05	82,00	13,23
21	67	7,92	0,97	60	7,09	0,92	96,34	17,14
22	63	7,44	0,94	57	6,73	0,89	95,37	17,45
23	77	9,10	1,04	60	7,09	0,92	110,60	19,06
ΣN:	1946			1892				
M.A.:		10,00			9,72		88,79	2,87

Pour 22 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 33,92 et calculé = 9,22

SB1P7

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	82	9,69	1,07	67	7,92	0,97	105,52	17,39
2	79	9,33	1,05	66	7,80	0,96	103,22	17,23
3	110	13,00	1,24	96	11,34	1,16	98,84	13,82
4	120	14,18	1,29	93	10,99	1,14	111,20	15,38
5	93	10,99	1,14	76	8,98	1,03	105,50	16,33
6	80	9,45	1,06	61	7,21	0,92	113,01	19,22
7	89	10,52	1,11	69	8,15	0,98	111,16	17,85
8	85	10,04	1,09	60	7,09	0,92	121,98	20,59
9	90	10,63	1,12	83	9,81	1,08	93,58	14,25
10	80	9,45	1,06	63	7,44	0,94	109,45	18,45
11	96	11,34	1,16	85	10,04	1,09	97,44	14,53
12	99	11,70	1,18	82	9,69	1,07	104,10	15,56
13	91	10,75	1,13	69	8,15	0,98	113,64	18,16
14	110	13,00	1,24	90	10,63	1,12	105,38	14,99
15	100	11,81	1,18	86	10,16	1,10	100,29	14,77
16	99	11,70	1,18	82	9,69	1,07	104,10	15,56
17	105	12,41	1,21	88	10,40	1,11	102,89	14,89
18	86	10,16	1,10	68	8,03	0,97	109,01	17,71
19	99	11,70	1,18	92	10,87	1,13	92,87	13,46
20	76	8,98	1,03	95	11,22	1,15	69,17	10,66
21	90	10,63	1,12	76	8,98	1,03	102,13	15,92
22	94	11,11	1,15	66	7,80	0,96	122,63	19,71
23	82	9,69	1,07	69	8,15	0,98	102,49	16,76
ΣN:	2135			1782				
M.A.:		10,97			9,15		103,31	3,31

Pour 22 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 35,17 et calculé = 11,86

SB1P14

	Valeurs	±1σ		
ρ=	5,998E+05	47,60E+02	Réhamna (Maroc)	
g=	0,5		Echantillon SB1P14	
Zeta =	321	4,00	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 8464 μm²
Irrad.:	93-5		Lentille: x1.25	Surface in: 8464 μm²
Nd	15864	0,01	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	74	8,74	1,02	74	8,74	1,02	95,56	15,73
2	77	9,10	1,04	90	10,63	1,12	81,84	12,72
3	76	8,98	1,03	75	8,86	1,02	96,82	15,78
4	37	4,37	0,72	38	4,49	0,73	93,06	21,51
5	105	12,41	1,21	102	12,05	1,19	98,35	13,69
6	97	11,46	1,16	95	11,22	1,15	97,55	14,10
7	143	16,90	1,41	141	16,66	1,40	96,90	11,53
8	85	10,04	1,09	98	11,58	1,17	82,96	12,31
9	125	14,77	1,32	123	14,53	1,31	97,10	12,36
10	72	8,51	1,00	71	8,39	1,00	96,89	16,22
11	72	8,51	1,00	74	8,74	1,02	92,99	15,41
12	74	8,74	1,02	74	8,74	1,02	95,56	15,73
13	100	11,81	1,18	103	12,17	1,20	92,79	13,05
14	74	8,74	1,02	75	8,86	1,02	94,29	15,47
15	98	11,58	1,17	101	11,93	1,19	92,74	13,17
16	84	9,92	1,08	78	9,22	1,04	102,85	16,19
17	104	12,29	1,20	101	11,93	1,19	98,37	13,76
18	85	10,04	1,09	84	9,92	1,08	96,69	14,89
19	95	11,22	1,15	95	11,22	1,15	95,56	13,89
20	99	11,70	1,18	100	11,81	1,18	94,61	13,43
ΣN:	1776			1792				
M.A.:		10,49			10,59		94,71	3,17

Pour 19 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 30,14 et calculé = 2,38

SB2P4

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	85	10,04	1,09	83	9,81	1,08	97,83	15,12
2	91	10,75	1,13	90	10,63	1,12	96,59	14,38
3	103	12,17	1,20	101	11,93	1,19	97,42	13,66
4	102	12,05	1,19	107	12,64	1,22	91,11	12,63
5	112	13,23	1,25	106	12,52	1,22	100,91	13,70
6	120	14,18	1,29	119	14,06	1,29	96,34	12,49
7	94	11,11	1,15	89	10,52	1,11	100,87	14,94
8	105	12,41	1,21	113	13,35	1,26	88,82	12,06
9	95	11,22	1,15	93	10,99	1,14	97,58	14,26
10	92	10,87	1,13	91	10,75	1,13	96,58	14,30
11	78	9,22	1,04	83	9,81	1,08	89,82	14,18
12	95	11,22	1,15	94	11,11	1,15	96,55	14,07
13	129	15,24	1,34	126	14,89	1,33	97,80	12,27
14	114	13,47	1,26	109	12,88	1,23	99,89	13,40
15	80	9,45	1,06	79	9,33	1,05	96,74	15,36
16	138	16,30	1,39	139	16,42	1,39	94,86	11,42
17	84	9,92	1,08	85	10,04	1,09	94,42	14,55
18	86	10,16	1,10	90	10,63	1,12	91,32	13,79
19	54	6,38	0,87	61	7,21	0,92	84,65	15,83
20	109	12,88	1,23	114	13,47	1,26	91,38	12,26
ΣN:	1966			1972				
M.A.:		11,61			11,65		95,25	3,04

Pour 19 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 30,14 et calculé = 1,74

SB2P12

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	121	14,30	1,30	115	13,59	1,27	100,50	13,11
2	100	11,81	1,18	102	12,05	1,19	93,70	13,21
3	110	13,00	1,24	105	12,41	1,21	100,07	13,68
4	118	13,94	1,28	111	13,11	1,24	101,54	13,45
5	137	16,19	1,38	136	16,07	1,38	96,25	11,68
6	101	11,93	1,19	91	10,75	1,13	105,97	15,34
7	63	7,44	0,94	58	6,85	0,90	103,73	18,89
8	104	12,29	1,20	93	10,99	1,14	106,77	15,26
9	114	13,47	1,26	121	14,30	1,30	90,07	11,78
10	106	12,52	1,22	102	12,05	1,19	99,27	13,79
11	132	15,60	1,36	131	15,48	1,35	96,28	11,90
12	129	15,24	1,34	120	14,18	1,29	102,67	13,05
13	109	12,88	1,23	97	11,46	1,16	107,28	15,00
14	125	14,77	1,32	114	13,47	1,26	104,70	13,59
15	126	14,89	1,33	119	14,06	1,29	101,13	12,95
16	103	12,17	1,20	105	12,41	1,21	93,75	13,02
ΣN:	1798			1720				
M.A.:		13,28			12,70		99,86	3,37

Pour 15 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 24,99 et calculé = 2,15

SB2P11

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	72	8,51	1,00	77	9,10	1,04	89,38	14,67
2	71	8,39	1,00	71	8,39	1,00	95,54	16,05
3	80	9,45	1,06	86	10,16	1,10	88,92	13,83
4	78	9,22	1,04	78	9,22	1,04	95,54	15,32
5	24	2,84	0,58	29	3,43	0,64	79,17	21,86
6	89	10,52	1,11	85	10,04	1,09	100,00	15,19
7	76	8,98	1,03	73	8,62	1,01	99,44	16,31
8	53	6,26	0,86	56	6,62	0,88	90,46	17,35
9	90	10,63	1,12	84	9,92	1,08	102,31	15,54
10	50	5,91	0,84	47	5,55	0,81	101,59	20,66
11	104	12,29	1,20	106	12,52	1,22	93,75	12,96
12	72	8,51	1,00	75	8,86	1,02	91,75	15,15
13	86	10,16	1,10	81	9,57	1,06	101,39	15,72
14	62	7,33	0,93	67	7,92	0,97	88,46	15,60
15	77	9,10	1,04	74	8,74	1,02	99,38	16,20
16	96	11,34	1,16	96	11,34	1,16	95,54	13,81
17	61	7,21	0,92	67	7,92	0,97	87,04	15,42
18	98	11,58	1,17	101	11,93	1,19	92,72	13,17
19	66	7,80	0,96	64	7,56	0,95	98,50	17,30
20	83	9,81	1,08	85	10,04	1,09	93,31	14,42
21	88	10,40	1,11	86	10,16	1,10	97,75	14,84
22	79	9,33	1,05	73	8,62	1,01	103,33	16,80
23	77	9,10	1,04	77	9,10	1,04	95,54	15,42
24	93	10,99	1,14	83	9,81	1,08	106,96	16,17
ΣN:	1825			1821				
M.A.:		8,98			8,96		95,75	3,17

Pour 23 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 35,17 et calculé = 3,07

## SB1P11

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	64	7,56	0,95	58	6,85	0,90	105,34	19,12
2	80	9,45	1,06	94	11,11	1,15	81,40	12,40
3	68	8,03	0,97	92	10,87	1,13	70,75	11,33
4	66	7,80	0,96	52	6,14	0,85	121,02	22,46
5	76	8,98	1,03	80	9,45	1,06	90,80	14,56
6	66	7,80	0,96	65	7,68	0,95	97,00	16,97
7	38	4,49	0,73	48	5,67	0,82	75,75	16,46
8	64	7,56	0,95	60	7,09	0,92	101,86	18,32
9	104	12,29	1,20	99	11,70	1,18	100,33	14,11
10	94	11,11	1,15	100	11,81	1,18	89,85	12,93
11	67	7,92	0,97	70	8,27	0,99	91,47	15,65
12	60	7,09	0,92	69	8,15	0,98	83,16	14,69
13	80	9,45	1,06	77	9,10	1,04	99,23	15,86
14	77	9,10	1,04	76	8,98	1,03	96,79	15,67
15	56	6,62	0,88	62	7,33	0,93	86,36	15,93
16	87	10,28	1,10	94	11,11	1,15	88,47	13,18
17	60	7,09	0,92	62	7,33	0,93	92,48	16,76
18	70	8,27	0,99	71	8,39	1,00	94,20	15,88
19	87	10,28	1,10	93	10,99	1,14	89,42	13,36
20	88	10,40	1,11	72	8,51	1,00	116,58	18,55
21	77	9,10	1,04	74	8,74	1,02	99,38	16,20
22	97	11,46	1,16	110	13,00	1,24	84,32	11,76
23	77	9,10	1,04	69	8,15	0,98	106,53	17,68
24	59	6,97	0,91	60	7,09	0,92	93,96	17,24
25	88	10,40	1,11	80	9,45	1,06	105,02	16,24
26	70	8,27	0,99	74	8,74	1,02	90,41	15,09
ΣN :	1920			1961				
M.A. :		8,72			8,91		93,56	3,00

Pour 25 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 37,65 et calculé = 12,94

## SB1P8

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	87	10,28	1,10	103	12,17	1,20	80,79	11,76
2	84	9,92	1,08	80	9,45	1,06	100,28	15,67
3	110	13,00	1,24	112	13,23	1,25	93,85	12,60
4	114	13,47	1,26	105	12,41	1,21	103,66	14,02
5	82	9,69	1,07	84	9,92	1,08	93,28	14,48
6	102	12,05	1,19	82	9,69	1,07	118,63	17,60
7	82	9,69	1,07	77	9,10	1,04	101,70	16,14
8	140	16,54	1,40	125	14,77	1,32	106,91	13,16
9	91	10,75	1,13	95	11,22	1,15	91,55	13,43
10	118	13,94	1,28	108	12,76	1,23	104,32	13,89
11	88	10,40	1,11	85	10,04	1,09	98,89	15,04
12	88	10,40	1,11	99	11,70	1,18	84,99	12,45
13	131	15,48	1,35	112	13,23	1,25	111,61	14,36
14	56	6,62	0,88	63	7,44	0,94	84,99	15,61
15	61	7,21	0,92	59	6,97	0,91	98,75	18,03
16	122	14,41	1,30	107	12,64	1,22	108,82	14,41
17	96	11,34	1,16	93	10,99	1,14	98,60	14,35
18	110	13,00	1,24	96	11,34	1,16	109,36	15,27
19	88	10,40	1,11	91	10,75	1,13	92,41	13,82
20	64	7,56	0,95	75	8,86	1,02	81,62	13,89
21	114	13,47	1,26	107	12,64	1,22	101,74	13,70
22	99	11,70	1,18	84	9,92	1,08	112,45	16,68
23	99	11,70	1,18	83	9,81	1,08	113,80	16,94
24	77	9,10	1,04	81	9,57	1,06	90,86	14,46
25	100	11,81	1,18	103	12,17	1,20	92,78	13,03
26	110	13,00	1,24	106	12,52	1,22	99,12	13,49
ΣN:	2513			2415				
M.A.:		11,42			10,97		99,39	2,83

Pour 25 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 37,65 et calculé = 12,23

## SB2P7

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	75	8,86	1,02	60	7,09	0,92	119,21	20,67
2	86	10,16	1,10	72	8,51	1,00	113,95	18,23
3	98	11,58	1,17	91	10,75	1,13	102,83	14,99
4	96	11,34	1,16	69	8,15	0,98	132,54	20,95
5	84	9,92	1,08	64	7,56	0,95	125,11	20,78
6	80	9,45	1,06	57	6,73	0,89	133,69	23,20
7	123	14,53	1,31	103	12,17	1,20	113,93	15,24
8	84	9,92	1,08	88	10,40	1,11	91,23	13,93
9	83	9,81	1,08	89	10,52	1,11	89,14	13,62
10	86	10,16	1,10	74	8,74	1,02	110,90	17,61
11	105	12,41	1,21	88	10,40	1,11	113,83	16,48
12	111	13,11	1,24	85	10,04	1,09	124,48	17,97
13	121	14,30	1,30	103	12,17	1,20	112,09	15,05
14	119	14,06	1,29	106	12,52	1,22	107,16	14,34
15	118	13,94	1,28	106	12,52	1,22	106,27	14,25
16	111	13,11	1,24	100	11,81	1,18	105,96	14,63
17	107	12,64	1,22	91	10,75	1,13	112,19	16,02
18	120	14,18	1,29	100	11,81	1,18	114,48	15,53
19	83	9,81	1,08	62	7,33	0,93	127,58	21,44
20	124	14,65	1,32	94	11,11	1,15	125,74	17,22
21	109	12,88	1,23	84	9,92	1,08	123,70	17,99
22	101	11,93	1,19	94	11,11	1,15	102,60	14,73
23	135	15,95	1,37	101	11,93	1,19	127,39	16,79
24	72	8,51	1,00	73	8,62	1,01	94,24	15,67
25	97	11,46	1,16	81	9,57	1,06	114,25	17,22
26	106	12,52	1,22	88	10,40	1,11	114,91	16,60
27	97	11,46	1,16	81	9,57	1,06	114,25	17,22
28	93	10,99	1,14	64	7,56	0,95	138,37	22,50
29	109	12,88	1,23	89	10,52	1,11	116,82	16,71
30	80	9,45	1,06	75	8,86	1,02	101,86	16,39
31	48	5,67	0,82	45	5,32	0,79	101,86	21,15
32	76	8,98	1,03	76	8,98	1,03	95,54	15,52
33	115	13,59	1,27	107	12,64	1,22	102,63	13,81
34	137	16,19	1,38	120	14,18	1,29	108,96	13,65
35	113	13,35	1,26	86	10,16	1,10	125,25	17,95
36	82	9,69	1,07	71	8,39	1,00	110,22	17,89
ΣN :	3584			3037				
M.A. :		11,76			9,97		112,60	2,78

Pour 35 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 51,06 et calculé = 17,13

## SB2P6

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm <sup>2</sup> )	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	82	9,69	1,07	77	9,10	1,04	101,70	16,16
2	115	13,59	1,27	101	11,93	1,19	108,67	14,84
3	120	14,18	1,29	108	12,76	1,23	106,07	14,09
4	82	9,69	1,07	80	9,45	1,06	97,91	15,41
5	58	6,85	0,90	56	6,62	0,88	98,93	18,55
6	43	5,08	0,77	42	4,96	0,77	97,80	21,23
7	73	8,62	1,01	59	6,97	0,91	118,00	20,68
8	54	6,38	0,87	55	6,50	0,88	93,82	17,99
9	75	8,86	1,02	66	7,80	0,96	108,46	18,33
10	63	7,44	0,94	64	7,56	0,95	94,06	16,71
11	65	7,68	0,95	68	8,03	0,97	91,36	15,86
12	68	8,03	0,97	56	6,62	0,88	115,83	20,92
13	69	8,15	0,98	59	6,97	0,91	111,59	19,81
14	69	8,15	0,98	66	7,80	0,96	99,85	17,21
15	82	9,69	1,07	79	9,33	1,05	99,14	15,65
16	57	6,73	0,89	59	6,97	0,91	92,32	17,16
17	67	7,92	0,97	66	7,80	0,96	96,98	16,84
18	95	11,22	1,15	83	9,81	1,08	109,24	16,44
19	62	7,33	0,93	69	8,15	0,98	85,91	15,05
20	85	10,04	1,09	87	10,28	1,10	93,36	14,26
21	114	13,47	1,26	109	12,88	1,23	99,89	13,40
22	48	5,67	0,82	49	5,79	0,83	93,60	19,02
23	84	9,92	1,08	81	9,57	1,06	99,05	15,44
24	78	9,22	1,04	84	9,92	1,08	88,76	13,98
25	59	6,97	0,91	62	7,33	0,93	90,95	16,56
26	57	6,73	0,89	63	7,44	0,94	86,50	15,83
27	83	9,81	1,08	82	9,69	1,07	96,70	15,08
28	60	7,09	0,92	57	6,73	0,89	100,53	18,61
29	51	6,03	0,84	52	6,14	0,85	93,72	18,48
30	40	4,73	0,75	39	4,61	0,74	97,97	22,06
31	82	9,69	1,07	86	10,16	1,10	91,13	14,08
32	60	7,09	0,92	58	6,85	0,90	98,81	18,21
33	45	5,32	0,79	46	5,43	0,80	93,48	19,61
34	72	8,51	1,00	69	8,15	0,98	99,66	16,81
35	69	8,15	0,98	65	7,68	0,95	101,37	17,54
36	48	5,67	0,82	52	6,14	0,85	88,24	17,68
37	58	6,85	0,90	54	6,38	0,87	102,56	19,41
38	59	6,97	0,91	68	8,03	0,97	82,98	14,78
39	71	8,39	1,00	76	8,98	1,03	89,30	14,76
40	78	9,22	1,04	78	9,22	1,04	95,54	15,32
41	93	10,99	1,14	93	10,99	1,14	95,54	14,03
42	72	8,51	1,00	74	8,74	1,02	92,98	15,41
43	83	9,81	1,08	85	10,04	1,09	93,31	14,42
ΣN :	3048			2982				
M.A. :		8,37			8,19		97,64	2,51

Pour 42 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 58,55 et calculé = 8,87

SB6P3

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	107	12,64	1,22	105	12,41	1,21	97,36	13,37
2	137	16,19	1,38	120	14,18	1,29	108,98	13,63
3	94	11,11	1,15	93	10,99	1,14	96,58	14,13
4	83	9,81	1,08	89	10,52	1,11	89,16	13,61
5	114	13,47	1,26	99	11,70	1,18	109,91	15,10
6	93	10,99	1,14	86	10,16	1,10	103,27	15,45
7	92	10,87	1,13	90	10,63	1,12	97,66	14,48
8	115	13,59	1,27	107	12,64	1,22	102,64	13,79
9	117	13,82	1,28	124	14,65	1,32	90,20	11,63
10	135	15,95	1,37	123	14,53	1,31	104,80	13,06
11	94	11,11	1,15	98	11,58	1,17	91,68	13,24
12	91	10,75	1,13	93	10,99	1,14	93,52	13,79
13	93	10,99	1,14	80	9,45	1,06	110,95	16,92
14	92	10,87	1,13	90	10,63	1,12	97,66	14,48
15	118	13,94	1,28	110	13,00	1,24	102,45	13,58
16	48	5,67	0,82	39	4,61	0,74	117,41	25,31
17	100	11,81	1,18	111	13,11	1,24	86,15	11,88
18	98	11,58	1,17	100	11,81	1,18	93,66	13,31
19	114	13,47	1,26	120	14,18	1,29	90,81	11,88
20	120	14,18	1,29	113	13,35	1,26	101,43	13,30
21	105	12,41	1,21	106	12,52	1,22	94,66	13,03
22	140	16,54	1,40	143	16,90	1,41	93,57	11,13
23	140	16,54	1,40	138	16,30	1,39	96,93	11,63
ΣN :	2440			2377				
M.A. :		12,53			12,21		98,07	2,93

Pour 22 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 33,92 et calculé = 6,26

SB1P20

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	120	14,18	1,29	116	13,71	1,27	98,83	12,87
2	127	15,00	1,33	125	14,77	1,32	97,07	12,23
3	99	11,70	1,18	93	10,99	1,14	101,67	14,68
4	76	8,98	1,03	95	11,22	1,15	76,56	11,78
5	81	9,57	1,06	71	8,39	1,00	108,90	17,70
6	106	12,52	1,22	101	11,93	1,19	100,25	13,94
7	77	9,10	1,04	105	12,41	1,21	70,21	10,53
8	90	10,63	1,12	114	13,47	1,26	75,56	10,65
9	87	10,28	1,10	101	11,93	1,19	82,40	12,05
10	96	11,34	1,16	108	12,76	1,23	85,01	11,92
11	91	10,75	1,13	97	11,46	1,16	89,69	13,09
12	67	7,92	0,97	68	8,03	0,97	94,16	16,21
13	100	11,81	1,18	107	12,64	1,22	89,35	12,43
14	80	9,45	1,06	87	10,28	1,10	87,92	13,62
15	82	9,69	1,07	81	9,57	1,06	96,73	15,15
16	116	13,71	1,27	110	13,00	1,24	100,73	13,41
ΣN :	1495			1579				
M.A. :		11,04			11,66		90,51	3,27

Pour 15 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 24,99 et calculé = 8,28

SB1P2

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	76	8,98	1,03	83	9,81	1,08	87,55	13,92
2	70	8,27	0,99	80	9,45	1,06	83,69	13,71
3	67	7,92	0,97	80	9,45	1,06	80,12	13,28
4	147	17,37	1,43	145	17,13	1,42	96,86	11,36
5	115	13,59	1,27	132	15,60	1,36	83,33	10,65
6	63	7,44	0,94	67	7,92	0,97	89,89	15,79
7	161	19,02	1,50	181	21,38	1,59	85,07	9,24
8	87	10,28	1,10	88	10,40	1,11	94,48	14,30
9	82	9,69	1,07	89	10,52	1,11	88,09	13,50
10	80	9,45	1,06	76	8,98	1,03	100,55	16,13
11	75	8,86	1,02	68	8,03	0,97	105,31	17,65
12	89	10,52	1,11	91	10,75	1,13	93,47	13,95
13	80	9,45	1,06	74	8,74	1,02	103,24	16,67
14	57	6,73	0,89	51	6,03	0,84	106,71	20,58
15	96	11,34	1,16	94	11,11	1,15	97,57	14,18
16	90	10,63	1,12	93	10,99	1,14	92,50	13,70
17	87	10,28	1,10	103	12,17	1,20	80,81	11,78
18	26	3,07	0,60	32	3,78	0,67	77,75	20,54
19	70	8,27	0,99	80	9,45	1,06	83,69	13,71
20	54	6,38	0,87	64	7,56	0,95	80,72	14,93
21	75	8,86	1,02	83	9,81	1,08	86,41	13,78
22	56	6,62	0,88	70	8,27	0,99	76,56	13,74
23	77	9,10	1,04	100	11,81	1,18	73,70	11,19
24	57	6,73	0,89	69	8,15	0,98	79,04	14,16
25	73	8,62	1,01	86	10,16	1,10	81,20	12,94
26	75	8,86	1,02	77	9,10	1,04	93,09	15,12
27	62	7,33	0,93	65	7,68	0,95	91,18	16,20
28	71	8,39	1,00	68	8,03	0,97	99,74	16,94
29	79	9,33	1,05	69	8,15	0,98	109,29	18,03
30	100	11,81	1,18	116	13,71	1,27	82,46	11,27
ΣN :	2397			2574				
M.A. :		9,44			10,14		89,03	2,53

Pour 29 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 42,55 et calculé = 12,37

SB4P7

N° grain	Njs	Djs x10E5 (t/cm²)	±1σ	Nji	Dji x10E5 (t/cm²)	±1σ	Age (Ma)	ic à 95%
1	124	14,65	1,32	117	13,82	1,28	101,23	13,07
2	121	14,30	1,30	98	11,58	1,17	117,78	16,03
3	105	12,41	1,21	91	10,75	1,13	110,13	15,80
4	97	11,46	1,16	92	10,87	1,13	100,71	14,68
5	107	12,64	1,22	102	12,05	1,19	100,20	13,89
6	104	12,29	1,20	93	10,99	1,14	106,77	15,26
7	94	11,11	1,15	93	10,99	1,14	96,58	14,15
8	93	10,99	1,14	84	9,92	1,08	105,71	15,93
9	100	11,81	1,18	100	11,81	1,18	95,56	13,53
10	130	15,36	1,35	122	14,41	1,30	101,77	12,85
11	138	16,30	1,39	118	13,94	1,28	111,61	14,02
12	33	3,90	0,68	37	4,37	0,72	85,29	20,43
13	83	9,81	1,08	82	9,69	1,07	96,71	15,08
14	105	12,41	1,21	105	12,41	1,21	95,56	13,21
15	87	10,28	1,10	79	9,33	1,05	105,15	16,36
16	54	6,38	0,87	47	5,55	0,81	109,67	21,89
17	65	7,68	0,95	62	7,33	0,93	100,14	17,80
18	103	12,17	1,20	89	10,52	1,11	110,46	16,01
19	78	9,22	1,04	80	9,45	1,06	93,18	14,85
20	68	8,03	0,97	64	7,56	0,95	101,48	17,69
21	101	11,93	1,19	103	12,17	1,20	93,71	13,14
22	43	5,08	0,77	41	4,84	0,76	100,18	21,88
23	125	14,77	1,32	106	12,52	1,22	112,54	14,89
24	140	16,54	1,40	124	14,65	1,32	107,78	13,32
25	112	13,23	1,25	98	11,58	1,17	109,09	15,11
26	89	10,52	1,11	89	10,52	1,11	95,56	14,34
27	80	9,45	1,06	64	7,56	0,95	119,23	20,02
28	138	16,30	1,39	120	14,18	1,29	109,77	13,73
29	109	12,88	1,23	101	11,93	1,19	103,06	14,26
30	122	14,41	1,30	121	14,30	1,30	96,34	12,38
EN :	2948			2722				
M.A. :		11,61			10,72		103,43	2,75

Pour 29 degré de liberté,  $\chi^2$  théorique = 42,55 et calculé = 6,98

	Valeurs	±1σ	P12	
ρ=	5,987E+04	1,55E+03		
g=	0,5			
Zeta =	372,000	13,000	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 1309,12 μm²
Irrad.:	94-3		Lentille: x1.25	Surface in: 1309,12 μm²
Fluence:	3,16E+14	2,00E+12	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	densité js	±1σ	Nji	densité ji	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	108	8,25E+06	7,94E+05	61	4,66E+06	5,97E+05	196,85	5,10
2	124	9,47E+06	8,51E+05	68	5,19E+06	6,30E+05	202,74	5,25
3	139	1,06E+07	9,01E+05	70	5,35E+06	6,39E+05	220,74	5,72
4	100	7,64E+06	7,64E+05	62	4,74E+06	6,01E+05	179,35	4,64
ΣN1=	471	8,99E+06	ΣN2=	261	4,98E+06	t moy.ar.=	199,92	5,18

	Valeurs	±1σ	4P3	
ρ=	5,987E+04	4,54E+04		
g=	0,5			
Zeta =	372,000	13,000	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 1309,12 μm²
Irrad.:	94-3		Lentille: x1.25	Surface in: 1309,12 μm²
Fluence:	3,16E+14	2,00E+12	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	densité js	±1σ	Nji	densité ji	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	102	7,79E+06	7,71E+05	57	4,35E+06	5,77E+05	198,96	5,15
2	72	5,50E+06	6,48E+05	39	2,98E+06	4,77E+05	205,25	5,32
3	70	5,35E+06	6,39E+05	36	2,75E+06	4,58E+05	216,16	5,60
4	90	6,87E+06	7,25E+05	51	3,90E+06	5,46E+05	196,21	5,08
ΣN1=	334	6,38E+06	ΣN2=	183	3,49E+06	t moy.ar.=	204,14	5,29

	Valeurs	±1σ	P20	
ρ=	5,987E+04	4,54E+04		
g=	0,5			
Zeta =	372,000	13,000	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
λ =	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 1309,12 μm²
Irrad.:	94-3		Lentille: x1.25	Surface in: 1309,12 μm²
Fluence:	3,16E+14	2,00E+12	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	densité js	±1σ	Nji	densité ji	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	140	1,07E+07	9,04E+05	92	7,03E+06	7,33E+05	169,23	4,38
2	75	5,73E+06	6,62E+05	39	2,98E+06	4,77E+05	213,78	5,54
3	92	7,03E+06	7,33E+05	52	3,97E+06	5,51E+05	196,71	5,09
4	106	8,10E+06	7,86E+05	64	4,89E+06	6,11E+05	184,16	4,77
5	82	6,26E+06	6,92E+05	40	3,06E+06	4,83E+05	227,87	5,90
ΣN1=	495	7,56E+06	ΣN2=	287	4,38E+06	t moy.ar.=	198,35	5,14

	Valeurs	$\pm 1\sigma$	P12	
$\rho =$	5,987E+04	1,55E+03		
$g =$	0,5			
Zeta =	372,000	13,000	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
$\lambda =$	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 1309,12 $\mu\text{m}^2$
Irrad.:	94-3		Lentille: x1.25	Surface in: 1309,12 $\mu\text{m}^2$
Fluence:	3,16E+14	2,00E+12	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	densité js	$\pm 1\sigma$	Nji	densité ji	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	108	8,25E+06	7,94E+05	61	4,66E+06	5,97E+05	196,85	5,10
2	124	9,47E+06	8,51E+05	68	5,19E+06	6,30E+05	202,74	5,25
3	139	1,06E+07	9,01E+05	70	5,35E+06	6,39E+05	220,74	5,72
4	100	7,64E+06	7,64E+05	62	4,74E+06	6,01E+05	179,35	4,64
$\Sigma N1 =$	471	8,99E+06	$\Sigma N2 =$	261	4,98E+06	t moy.ar. =	199,92	5,18

	Valeurs	$\pm 1\sigma$	4P3	
$\rho =$	5,987E+04	4,54E+04		
$g =$	0,5			
Zeta =	372,000	13,000	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
$\lambda =$	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 1309,12 $\mu\text{m}^2$
Irrad.:	94-3		Lentille: x1.25	Surface in: 1309,12 $\mu\text{m}^2$
Fluence:	3,16E+14	2,00E+12	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	densité js	$\pm 1\sigma$	Nji	densité ji	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	102	7,79E+06	7,71E+05	57	4,35E+06	5,77E+05	198,96	5,15
2	72	5,50E+06	6,48E+05	39	2,98E+06	4,77E+05	205,25	5,32
3	70	5,35E+06	6,39E+05	36	2,75E+06	4,58E+05	216,16	5,60
4	90	6,87E+06	7,25E+05	51	3,90E+06	5,46E+05	196,21	5,08
$\Sigma N1 =$	334	6,38E+06	$\Sigma N2 =$	183	3,49E+06	t moy.ar. =	204,14	5,29

	Valeurs	$\pm 1\sigma$	P20	
$\rho =$	5,987E+04	4,54E+04		
$g =$	0,5			
Zeta =	372,000	13,000	Microscope: Leitz	Réseau: 5x5 careaux
$\lambda =$	1,55125E-10		Oculaire: x10	Surface sp: 1309,12 $\mu\text{m}^2$
Irrad.:	94-3		Lentille: x1.25	Surface in: 1309,12 $\mu\text{m}^2$
Fluence:	3,16E+14	2,00E+12	Objectif x100im.	

N° grain	Njs	densité js	$\pm 1\sigma$	Nji	densité ji	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	140	1,07E+07	9,04E+05	92	7,03E+06	7,33E+05	169,23	4,38
2	75	5,73E+06	6,62E+05	39	2,98E+06	4,77E+05	213,78	5,54
3	92	7,03E+06	7,33E+05	52	3,97E+06	5,51E+05	196,71	5,09
4	106	8,10E+06	7,86E+05	64	4,89E+06	6,11E+05	184,16	4,77
5	82	6,26E+06	6,92E+05	40	3,06E+06	4,83E+05	227,87	5,90
$\Sigma N1 =$	495	7,56E+06	$\Sigma N2 =$	287	4,38E+06	t moy.ar. =	198,35	5,14

**LISTE DES FIGURES  
ET  
DES TABLEAUX**

## LISTE DES FIGURES

### CHAPITRE I

- Figure I-1 :** Modèle d'explosion ionique (D'après Fleischer *et al.*, 1975) ..... 14
- Figure I-2 :** Forme des traces de fission révélées dans deux plans de cristallisation de l'apatite : plan parallèle et plan perpendiculaire à l'axe de cristallisation ..... 16
- Figure I-3 :** Evolution de la forme des traces de fission dans deux plans différents de la cristallisation de l'apatite ..... 19
- Figure I-4 :** Représentation graphique qui montre l'évolution des diamètres de traces fossiles dans l'apatite du Durango en fonction du temps d'attaque chimique ..... 20
- Figure I-5 :** Evolution des longueurs de traces projetées dans l'apatite du Durango en fonction du temps d'attaque chimique ..... 21
- Figure I-6 :** Distribution de longueurs des traces confinées fossiles sur un plan parallèle à l'axe de cristallisation C du cristal de d'apatite de Durango ..... 22
- Figure I-7 :** Relation temps d'attaque - longueurs confinées et densité des traces fossiles dans l'apatite de Durango ..... 23
- Figure I-8 :** Calibration de la révélation des traces fossiles dans deux étalons géologiques de zircon ..... 24
- Figure I-9 :** Exemple de traces de fission dans un zircon ..... 25
- Figure I-10 :** Calibration de la révélation des traces fossiles dans un verre volcanique ..... 26
- Figure I-11 :** La forme des traces dans deux types de détecteurs externes ..... 27
- Figure I-12 :** Protocole expérimental pour la détermination du facteur de géométrie "g" ..... 40
- Figure I-13 :** Répartition des différentes zones de stabilité thermique des traces de fission dans l'apatite ..... 42
- Figure I-14 :** Traces "latentes" et traces "révélées" dans un solide diélectrique ..... 43
- Figure I-15 :** Distribution des longueurs projetées des traces fossiles et induites pour deux étalons géologiques ..... 44
- Figure I-16 :** Comparaison de deux types de mesures de longueurs projetées des traces induites dans les apatites du "Fish Canyon Tuff" ..... 45
- Figure I-17 :** Comparaison des distributions de longueurs projetées des traces fossiles de l'échantillon FCT entre différentes personnes et différents Laboratoires ..... 46
- Figure I-18 :** Distribution des longueurs confinées des traces fossiles et induites dans deux étalons géologiques ..... 47
- Figure I-19 :** Types de parcours Temps-Température avec distribution des longueurs de traces confinées qui correspondent à chacun des trajets ..... 49

## CHAPITRE II

<b>Figure II-1 :</b> Carte structurale avec localisation des différents sites étudiés .....	61
<b>Figure II-2 :</b> interprétation des données thermochronologiques .....	62
<b>Figure II-3 :</b> Modèle de captures de rivières entre le réseau hydrographique .....	63
<b>Figure II-4 :</b> Carte au 1/25 000 <sup>ème</sup> simplifiée montrant la localisation des échantillons prélevés dans la vallée de l'Eau d'Olle .....	66
<b>Figure II-5 :</b> Distribution des âges apparents individuels des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle .....	68
<b>Figure II-6 :</b> Comparaison de deux isochrones des âges traces de fission .....	69
<b>Figure II-7 :</b> Relation âges apparents-altitudes dans le cas des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle .....	69
<b>Figure II-8 :</b> Distribution des longueurs projetées des traces fossiles dans les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle .....	71
<b>Figure II-9 :</b> Carte de localisation des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle montrant la distribution des longueurs de traces confinées pour chaque échantillon analysé .....	73
<b>Figure II-10 :</b> Exemple de procédure de modélisation de l'histoire thermique .....	75
<b>Figure II-11 :</b> Exemple de reproductibilité de l'optimisation d'une histoire thermique d'un échantillon du versant nord de la vallée de l'Eau d'Olle .....	78
<b>Figure II-12 :</b> Histoire thermique des différents échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle .....	80
<b>Figure II-13 :</b> Hypothèse de migration de la dénudation de l'Est vers l'Ouest .....	81
<b>Figure II-14 :</b> Schémas synthétique du soulèvement des massifs Cristallins externes et la chaîne subalpine par un bombement lithosphérique .....	83
<b>Figure II-15 :</b> Schémas synthétique d'une hypothèse d'évolution tectonique de la vallée de l'Eau d'Olle .....	84
<b>Figure II-16 :</b> Localisation des échantillons de la vallée de la Romanche avec distribution des âges individuels traces de fission sur apatite .....	85
<b>Figure II-17 :</b> Localisation des échantillons de la vallée de la Romanche montrant la distribution des longueurs projetées des traces fossiles obtenus pour chaque échantillon analysé .....	87
<b>Figure II-18 :</b> Localisation de l'échantillon de la vallée du Doron du Beaufort montrant la distribution des longueurs de traces projetées et celle des âges individuels .....	88
<b>Figure II-19 :</b> Comparaison des âges traces de fission des échantillons issus de la vallée de l'Eau d'Olle avec ceux de la vallée de la Romanche et celui de la vallée de Doron du Beaufort .....	89
<b>Figure II-20 :</b> Localisation des échantillons fluviaux dans la vallée du Grésivaudan .....	90
<b>Figure II-21 :</b> Distribution des âges individuels des échantillons fluviaux .....	91
<b>Figure II-22 :</b> Résultats des datations par TF sur apatites des échantillons fluviaux .....	92
<b>Figure II-23 :</b> Diagrammes "isochrones" des âges traces de fission sur apatite .....	93

## CHAPITRE III

<b>Figure III-1 :</b> Mouvements relatifs entre l'Afrique et la plaque ibérique .....	100
<b>Figure III-2 :</b> Carte des différents domaines structuraux du Maroc (provinces du Nord) .....	101
<b>Figure III-3 :</b> Zones structurales hercyniennes du Maroc .....	102
<b>Figure III-4 :</b> Localisation des différents affleurements des granites des Rehamna avec situation des différents puits de prélèvement d'échantillons .....	104
<b>Figure III-5 :</b> Diagrammes "isochrones" des âges traces de fission sur apatite .....	107
<b>Figure III-6 :</b> Comparaison de deux distributions de longueurs de traces confinées dans un même échantillon .....	108
<b>Figure III-7 :</b> Reproductibilité des mesures de longueurs des traces confinées fossiles .....	110
<b>Figure III-8 :</b> Distribution des longueurs des traces confinées fossiles .....	111
<b>Figure III-9 :</b> Relation âges traces de fission sur apatites - longueur moyenne de tous les échantillons traités .....	112
<b>Figure III-10 :</b> Résultat de l'optimisation de l'histoire thermique de quelques échantillons du granite de Sebt Brikiine .....	114
<b>Figure III-11 :</b> Résumé de l'histoire thermique des Rehamna .....	115
<b>Figure III-12 :</b> Reconstitution d'une histoire thermique des massifs granitiques des Rehamna .....	121

## CHAPITRE IV

<b>Figure IV-1 :</b> Carte géologique simplifiée avec l'emplacement des échantillons prélevés .....	131
<b>Figure IV-2 :</b> Récapitulatif des âges TF de différentes macusanites (1964-1993) .....	134

## LISTE DES TABLEAUX

### CHAPITRE I

Tableau I-1 : Ages de références K-Ar et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des trois standards géologiques .....	30
Tableau I-2 : Calcul du paramètre de calibration zêta pour les apatites à l'aide du standard géologique FCT et du verre dosimètre 962 .....	31
Tableau I-3 : Calcul du paramètre de calibration zêta pour les apatites à l'aide du standard géologique Durango et du verre dosimètre 962 .....	32
Tableau I-4 : Calcul du paramètre de calibration zêta pour les apatites à l'aide du standard géologique FCT et du verre dosimètre 963 .....	33
Tableau I-5 : Calcul du paramètre de calibration zêta pour les zircons à l'aide du standard géologique FCT et BMT et du verre dosimètre 962 .....	34
Tableau I-6 : Calcul de la constante de désintégration " $\lambda$ opérationnelle" pour les apatites à l'aide du standard géologique FCT et du verre dosimètre 963 .....	36
Tableau I-7 : Calcul du paramètre de la constante de désintégration " $\lambda$ opérationnelle" pour les apatites à l'aide du standard géologique Durango et du verre dosimètre 962 .....	37
Tableau I-8 : Calcul du paramètre de la constante de désintégration " $\lambda$ opérationnelle" pour les apatites à l'aide du standard géologique FCT et du verre dosimètre 962 .....	38
Tableau I-9 : Calcul du "facteur de géométrie" $g$ à partir de l'apatite étalon Durango .....	41
Tableau I-10 : Longueurs projetées de traces de fission fossiles et induites dans deux standards géologiques d'apatites .....	45
Tableau I-11 : Longueurs confinées de traces de fission fossiles et induites dans deux standards géologiques d'apatites .....	48

### CHAPITRE II

Tableau II-1 : Ages apparents traces de fission sur apatite des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle .....	67
Tableau II-2 : Mesures de longueurs projetées et âges corrigés $t_r(65^\circ\text{C})$ des échantillons de la vallée de l'Eau d'OLLe .....	70
Tableau II-3 : Longueurs confinées moyennes des traces de fission dans les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle .....	72
Tableau II-4 : Ages apparents traces de fission des échantillons de la vallée de la Romanche et celui de la vallée de Doron du Beaufort .....	86
Tableau II-5 : Mesures des longueurs projetées et âges corrigés $t_r(65^\circ\text{C})$ des échantillons de la vallée de la Romanche et celui de la vallée de Doron du Beaufort .....	88

### CHAPITRE III

Tableau III-1 : Ages apparents traces de fission des échantillons du massif des Rehamna .....	106
Tableau III-2 : Longueurs confinées moyennes des traces de fission fossiles .....	109
Tableau III-3 : traces de fission sur zircon des échantillons du massif de Sebt Brikiine .....	113

### CHAPITRE IV

Tableau IV-1 : Résultats des âges apparents et âges plateaux .....	132
Tableau IV-2 : Mesures de diamètres des traces fossiles et induites avec différents temps d'attaques .....	133