



HAL
open science

**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)**

Maria Lidia Lelarge

► **To cite this version:**

Maria Lidia Lelarge. 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). Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT: . tel-00603209

HAL Id: tel-00603209

<https://theses.hal.science/tel-00603209>

Submitted on 24 Jun 2011

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.

THESE

PRESENTEE PAR

Maria Lidia MEDEIROS VIGNOL LELARGE

**POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I
(ARRETES MINISTERIELS DU 5 JUILLET 1984 ET
DU 23 NOVEMBRE 1983)**

(SPECIALITE : MECANIQUE)

**THERMOCHRONOLOGIE PAR LA METHODE DES TRACES DE FISSION D'UNE
MARGE PASSIVE (DOME DE PONTA GROSSA, SE BRESIL) ET AU SEIN D'UNE
CHAINE DE COLLISION (ZONE EXTERNE DE L'ARC ALPIN, FRANCE)**

Date de soutenance : 1993

Composition du jury

MM. Pierre VIALON	Professeur UJF, Grenoble	Président
Gérard POUPEAU	Chargé de recherche, CNRS, Grenoble	Directeur de thèse
Giulio BIGAZZI	Directeur de recherche, Pise, Italie	Rapporteur
Henry MALUSKY	Directeur de recherche, CNRS, Montpellier	Rapporteur
Jacques BOURGOIS	Directeur de Recherche, CNRS, Paris	Examineur
Gilles MENARD	Chargé de Recherche, CNRS, Chambéry	Examineur
Enio SOLIANI Jr.	Professeur, UFRGS, Porto Alegre, Brésil	Examineur

Thèse préparée au sein du laboratoire de Géophysique Nucléaire, de l'Institut Dolomieu

AVANT-PROPOS

Je tiens ici à présenter toute ma gratitude à celles et à ceux qui ont participé de près ou de plus loin à l'élaboration, la construction et la réalisation du présent mémoire.

Je tiens ainsi à remercier Mr G. PERRIER, Directeur de l'U.F.R. de Mécanique (IRIGM), Mr. C. KERCKHOVE qui fut le précédent Directeur de l'Institut Dolomieu et Mr A. PECHER, le Directeur actuel de cet institut, ainsi que Mr G. MASCLE, Directeur du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS), lesquels ont permis l'accomplissement de ce travail en m'accueillant au sein de l'Université Joseph Fourier et de l'Institut Dolomieu de Grenoble.

Mes plus sincères remerciements vont aux membres du jury pour leur acceptation de juger le présent travail:

Mr. P. VIALON, Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, Président du Jury,
Mr. G. BIGAZZI, Directeur de Recherche à l'Institut de Géochronologie de Pise (Italie),
Mr. H. MALUSKY, Directeur de Recherche au CNRS à Montpellier (USTM),
Mr. J. BOURGOIS, Directeur de Recherche au CNRS à Paris VI,
Mr. G. MENARD, Chargé de Recherche au CNRS à l'Université de Chambéry,
Mr. G. POUPEAU, Chargé de Recherche au CNRS à l'Université Joseph Fourier de Grenoble I.

J'offre mes plus sincères témoignages de reconnaissance à mon directeur de Thèse, Mr. G. POUPEAU, pour m'avoir accepté au sein de son Laboratoire, pour sa confiance en mon travail, pour la richesse de ses connaissances et pour la brillance qu'il a toujours donnée aux longues et bénéfiques discussions qui se sont succédées tout au long du développement du présent travail.

Je fais part à Mr. E. SOLIANI Jr., Professeur à l'Université Fédérale du Rio Grande Do Sul (URGS), mon co-directeur de thèse au Brésil, de ma plus vive gratitude pour tous les moyens qu'il a mis à ma disposition au sein de son laboratoire, pour m'avoir toujours accompagnée, malgré les distances, tout au long de ce travail et dont la coopération amicale fut aussi riche que sa coopération scientifique.

Je remercie chaleureusement Mr. K. KAWASHITA, Directeur du Laboratoire de Géochronologie de l'Institut de Geociências de l'Université de Sao Paulo, pour son très amical accueil et son efficace collaboration dans la datation par la méthode du K-Ar. Je remercie également toute l'équipe de ce Laboratoire, et principalement Mesdames H. et Y. SONOKI pour leur généreuse et si sympathique aide.

Je remercie Mr. M. BONHOMME, Directeur de Recherche au CNRS à l'Institut Dolomieu, pour sa collaboration et ses conseils quant à la datation par K-Ar.

Je reste débitrice à Mr C. KERCKHOVE d'un inoubliable vol au-dessus des massifs alpins, lequel n'est pas resté sans conséquence quant à mon attachement pour ce magnifique terrain d'étude.

L'équipe de l'Institut de Geociências de l'Université Fédérale du Rio Grande Do Sul, reçoit ici mes plus vifs remerciements, particulièrement Mr. R. BAITELLI.

Je tiens à remercier Mr. F. SENEBIER pour son aide technique dans la séparation des minéraux, et pour sa gentillesse.

Tous mes remerciements à Mr. G. VIVIER qui m'a initié dans l'étude du massif de Belledonne.

J'exprime ma vive sympathie à MME F. KELLER, pour les analyses par diffraction X.

Que Mr P. Vittoz soit ici grandement remercié pour son travail dans la programmation d'acquisition des données pour les mesures des longueurs des traces de fission.

A Mme E. CARRIO et son époux sont adressés mes très sincères et chaleureux remerciements pour leur soutien constant et dont le principal dessein à mon égard ne fut autre que l'amitié.

Mes plus vifs remerciements à C. SOLIANI pour son amitié et son accueil au Brésil.

Je remercie également Mr. Audebaud pour son esprit.

Egalement, à toute l'équipe du Laboratoire de Géophysique Nucléaire, au sein de laquelle j'ai travaillé, j'exprime mes remerciements et ma sympathie.

Mlle M. BENHARBIT, Mme E. LABRIN, Mlle N. SABIL, Mrs M. EL MANSOUR, D. PASQUI, Mr O. DORIGHEL, L. BELLOT-GURLE et Y. LEMMENICIER.

Je tiens également à remercier J.C. MERCIER et C. MERCIER qui m'ont permis de connaître Mr. Poupeau et par la même occasion le monde des traces de fission.

Enfin, je remercie vivement le C.N.P.q. pour son soutien matériel tout au long de la réalisation du présent mémoire et sans qui celui-ci n'aurait pu voir le jour.

INTRODUCTION

La méthode de datation par les Traces de Fission (TF) sur apatite, géothermomètre sensible aux faibles températures (<150°C) s'est révélée être un outil efficace dans l'étude de l'histoire thermique des roches. Elle permet de contribuer à l'établissement d'une thermochronologie des événements tectoniques (soulèvement, dénudation, basculement des blocs, etc...) survenus dans une région donnée, d'apporter de nouvelles contraintes dans l'interprétation des données géologiques et géophysiques connues, et dans une certaine mesure, d'évaluer des taux apparents de dénudation et d'estimer des paléo-gradients géothermiques. La méthode des traces de fission sur apatite est alors susceptible de fournir des renseignements précieux dans des cadres géologiques divers, où les phénomènes géodynamiques peuvent être liés aussi bien à des zones de divergence de plaques lithosphériques qu'à des zones de convergence.

Ainsi, à partir des potentialités d'une même méthodologie (méthode des traces de fission), nous nous sommes proposés d'apporter des données nouvelles d'ordre thermo-chronologiques dans deux contextes géologiques différents: une marge continentale passive (dôme de Ponta Grossa, Sud-Est du Brésil) et une chaîne de collision (massif de Belledonne, Alpes occidentales Françaises).

Ce mémoire est subdivisé en deux parties principales, soit quatre chapitres.

Dans le premier chapitre, nous avons tout d'abord présenté les principes généraux de la méthode des traces de fission : les mécanismes susceptibles de créer des traces de fission, les détecteurs solides capables de les enregistrer, les paramètres intervenant sur leur stabilité ainsi que la technique utilisée pour les rendre visibles au microscope optique. Nous avons ensuite rappelé les principes de la datation par TF, sa mise en équation, les modes d'acquisition et de traitement des données, ses domaines d'application et enfin différents modèles permettant d'attribuer aux âges apparents TF une signification géologique.

Le deuxième chapitre est consacré à l'exposé des différentes procédures analytiques utilisées dans notre laboratoire, de nos résultats sur la calibration d'une position d'irradiation en réacteur nucléaire ainsi que sur la détermination des paramètres de l'équation d'âge dépendants des conditions opérationnelles adoptées (facteur de géométrie «g» et «zeta»).

Le troisième chapitre, est quant à lui dédié à l'application de la méthode des traces de fission à une marge continentale passive. Nous y exposons la contribution de la méthode à la compréhension de l'histoire thermochronologique des roches du socle du dôme de Ponta Grossa et l'implication avec les phénomènes tectoniques de la région.

Le quatrième et dernier chapitre, porte sur l'utilisation de la méthode des traces de fission sur apatite dans le cadre de l'étude d'une chaîne de collision. De l'analyse des résultats obtenus sur les roches métamorphiques du massif de Belledonne, nous avons proposé, à partir de nos données Traces de Fission sur apatite, un certain nombre de contraintes pour l'histoire du refroidissement de la région étudiée et son implication avec le contexte tectonique.

CHAPITRE I
METHODE DES TRACES DE FISSION

1 - METHODE DES TRACES DE FISSION

1.1 - HISTORIQUE

Au début des années 60, un groupe de chercheurs du «General Electric Company's Research Laboratory» (R.L. Fleischer, P.B. Price et R.M. Walker, 1965) établit les bases théoriques et pratiques de ce qui deviendra la «méthode des traces», et notamment la datation par les traces de fission de l'uranium.

Tout avait commencé vers la fin des années 50 avec les travaux de Young (1958). Cet auteur avait découvert que les surfaces de cristaux de fluorure de lithium (LiF) mis en contact avec une feuille d'uranium et irradiés par des neutrons thermiques présentent, après traitement chimique par un réactif approprié, des figures de corrosion («etch pits»). De plus, il remarque que le nombre de ces figures de corrosion est directement corrélé au nombre estimé de fissions produites dans la feuille d'uranium. Ainsi les cristaux de LiF auraient joué le rôle de détecteurs de fission induite de ^{235}U de la feuille d'uranium par les neutrons thermiques.

En 1959, Silk et Barnes font état de leurs recherches sur des feuilles de mica observées par microscopie électronique à transmission. Ces auteurs mettent en évidence la notion de traces latentes. Il s'agit de la zone de dégâts provoquée par le passage d'un ion lourd au sein d'un solide diélectrique, issu de la fission induite de ^{235}U par des neutrons thermiques.

En 1962, Price et Walker (1962a) reprennent les travaux de Silk et Barnes dans les minéraux de type mica, mais avec une innovation. En effet, les traces latentes ne sont visibles qu'au microscope électronique à transmission; aussi, ces auteurs (Price et Walker, 1962b) ré-introduisent-ils la «technique d'attaque chimique» de Young, afin de «graver» les traces latentes et de les rendre observables au microscope optique. Cette technique dite de «révélation» d'abord appliquée à des micas est rapidement étendue à d'autres minéraux, puis à des matériaux tels que les plastiques (Fleischer et al., 1963a) ou les verres (Fleischer et al., 1963b). Dès lors, le groupe de la «General Electric» commence à rechercher systématiquement quels sont les solides susceptibles d'enregistrer des traces nucléaires et quels ions peuvent y laisser leur marque. En 1965, ces auteurs avaient ouvert un important domaine d'investigation et montré que leur «méthode des traces» pourrait s'appliquer à la géophysique, la physique, l'archéologie, la biologie, etc (Fleischer et al., 1965).

C'est encore en 1962, que Price et Walker (1962c) découvrirent des «traces fossiles» dans les micas terrestres, qu'ils attribuèrent à la fission spontanée de ^{238}U . L'année suivante, dans un article très détaillé du Journal of Geophysical Research ils démontrent (Price et Walker, 1963) qu'en effet la seule source significative de traces dans les minéraux terrestres est bien la fission spontanée de cet isotope.

Ils proposent alors une méthode de datation par traces de fission dont les premiers résultats sur les micas seront rapidement publiés (Fleischer et al., 1964; Maurette et al., 1964).

Il est apparu ensuite que la méthode des traces pourrait s'appliquer à la datation des impactites (Storzer et Wagner, 1969) et des roches volcaniques (Fleischer et al., 1975), ainsi qu'à l'étude de mouvements tectoniques (Storzer, 1970; Wagner et Reimer, 1972). Plus récemment, à la suite des travaux de Naeser et Forbes (1976), la méthode des traces est apparue comme l'une des méthodes privilégiées de l'étude de l'histoire thermique des bassins sédimentaires.

1.2 - LES TRACES NUCLEAIRES DANS LES MINERAUX NATURELS

La possibilité de dater des minéraux par traces de fission suppose que la seule source significative de traces nucléaires «fossiles» présentes dans un minéral soit la fission spontanée d'un isotope ou, s'il y a plusieurs sources de traces, que l'on soit capable de les reconnaître. Les premiers travaux sur les détecteurs solides de traces nucléaires (DSTN) ont donc consisté à les caractériser du point de vue de leurs potentialités d'enregistrement de trajectoires d'ions lourds.

1.2.a- Conditions d'enregistrement des traces nucléaires - Modèles des traces latentes :

Ces conditions d'enregistrement ont été déterminées à partir de l'irradiation de différents détecteurs par des ions de masse et d'énergie variées. Il est rapidement apparu que (Fleischer et al., 1975) (Fig.I.1) :

1 - les protons et les ions lourds ne sont susceptibles de donner des traces qu'au voisinage de leur maximum de perte d'énergie linéique, soit vers 0,2 MeV/nucléon pour un proton jusque vers ~1MeV/nucléon pour les fragments de fission.

2 - les DSTN présentent des sensibilités très variables puisque certains plastiques (lexan) peuvent enregistrer les ions de $Z=1$ alors que les minéraux les plus sensibles (micas) ne sont capables d'enregistrer que les trajectoires d'ions de $Z>15$.

3 - les traces latentes ne seraient enregistrées que dans les solides isolants et les semi-conducteurs de résistivité supérieure à 2000W/cm. Ex: minéraux, verres naturels et artificiels et plastiques.

Bien que l'on étudie les traces dans les DSTN depuis plus de trente ans, on ne sait toujours pas décrire rigoureusement leur mécanisme de formation, ni leur structure. Cela tient en partie au fait que la presque totalité des études ont été réalisées sur des traces révélées.

Ainsi le mécanisme de formation des traces admis à l'heure actuelle se résume à ce qui suit. Soit un ion qui traverse un matériau : au fur et à mesure de son passage il perd de son énergie cinétique et se trouve donc ralenti. Ce phénomène peut être expliqué par :

i-) l'ionisation provoquée par l'interaction entre la particule chargée et les électrons des noyaux des atomes du matériau traversé, à une énergie $E_{cin} > 100\text{keV/nucleon}$;

ii-) les chocs interatomiques avec les atomes du milieu, à faible énergie, soit $E_{cin} < 100\text{keV/nucleon}$.

Plusieurs modèles ont été proposés pour décrire les effets de ces échanges d'énergie particule-milieu ambiant dans un solide isolant.

Le modèle des «pointes thermiques», proposé par Seitz (1949), tient compte de la chaleur engendrée par l'ionisation intense développée le long du parcours de la particule incidente. Il a été repris par Bonfiglioli et al. (1961).

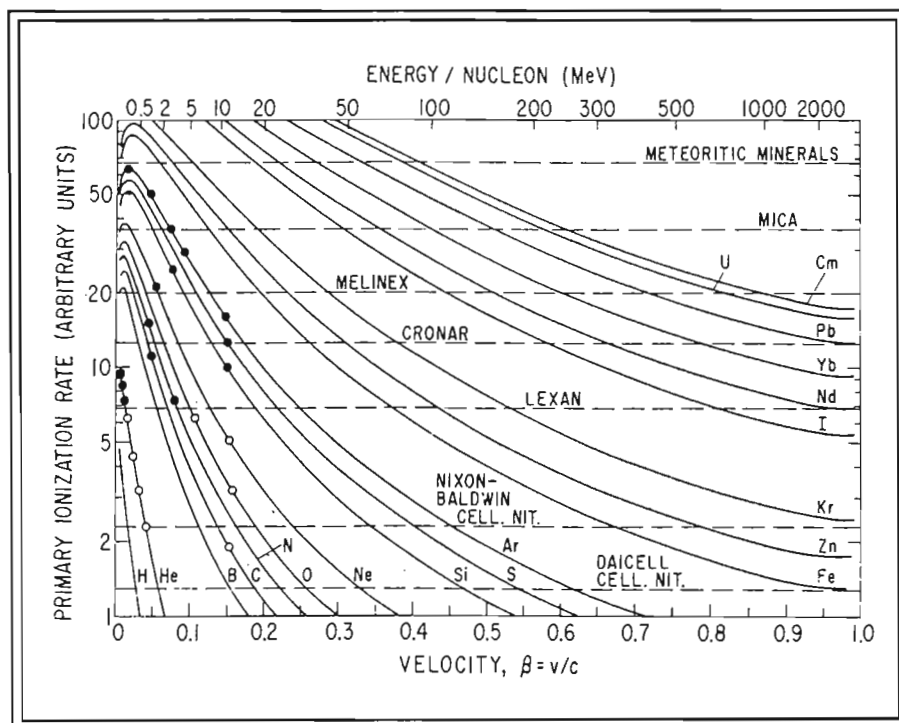


Figure I.1 - Diagramme représentant les variations du taux d'ionisation primaire en fonction de la vitesse des particules chargées dans différents détecteurs solides de traces nucléaires; les tiretés indiquent les valeurs seuils au dessous desquelles les traces ne sont plus enregistrables. Ainsi, pour le mica, le néon et les éléments plus lourds donnent des traces. Par contre, l'oxygène et les éléments plus légers ne produisent pas suffisamment de dégâts pour donner lieu à des traces révélables. (D'après Fleischer et al., 1975).

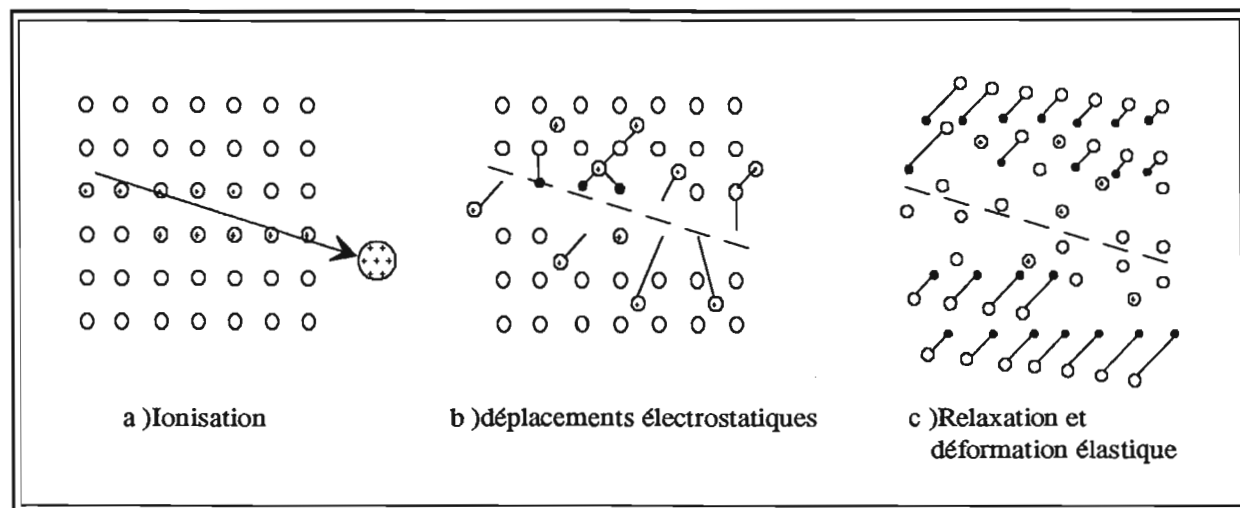


Figure I.2 - Modèle des "pointes d'explosion ionique" pour la formation des traces dans les solides inorganiques. a) Une particule traversant un solide isolant, provoque l'ionisation des atomes le long de son parcours; b) Il en résulte une série de répulsions électrostatiques, à l'origine d'une zone linéaire de matériel désorganisé, appelée "trace latente"; c) Le milieu se réorganise rapidement de façon élastique, mais cette zone perturbée est à l'origine de la diffraction qui rend les traces latentes directement observables en microscopie électronique à transmission. (D'après Fleischer et al., 1975).

Le modèle le plus couramment admis pour la formation des traces dans les minéraux, est celui des «pointes d'explosion ionique». Suggéré par Young (1958), Silk et Barnes (1959) et développé par Fleischer et al. (1965), il consiste, schématiquement, à admettre qu'un ion incident crée le long de son parcours une ionisation primaire des atomes du milieu traversé, provoquant ainsi une série de répulsions de nature électrostatique dans le réseau cristallin. Ces déplacements entraîneraient la formation d'une zone déprimée en atomes le long du parcours de l'ion incident (Fig. I.2).

Une trace latente serait donc une zone de matière endommagée, métastable, formée par le passage d'une particule dans ce milieu.

Seiberling et al. (1980) ont proposé un modèle tenant compte des deux précédents. Dans la zone axiale d'une trace latente, le dommage induit pourrait s'expliquer par le modèle des pointes thermiques, alors qu'à l'extérieur, il résulterait d'une pointe d'explosion ionique.

La structure des traces latentes est également mal connue. Parmi les rares travaux sur ce sujet, ceux de Dartyge et al. (1981) sur des micas, proposent un modèle descriptif des traces latentes dans lequel celles-ci seraient constituées d'une succession de défauts étendus (de l'ordre de 10 angströms) et de défauts ponctuels (quelques angströms). Ce modèle appliqué aux micas, tient compte de l'ionisation primaire provoquée par le passage de la particule incidente, mais aussi de l'ionisation secondaire provoquée par les électrons de grande énergie (rayons δ) résultants de l'ionisation primaire (Fig. I.3).

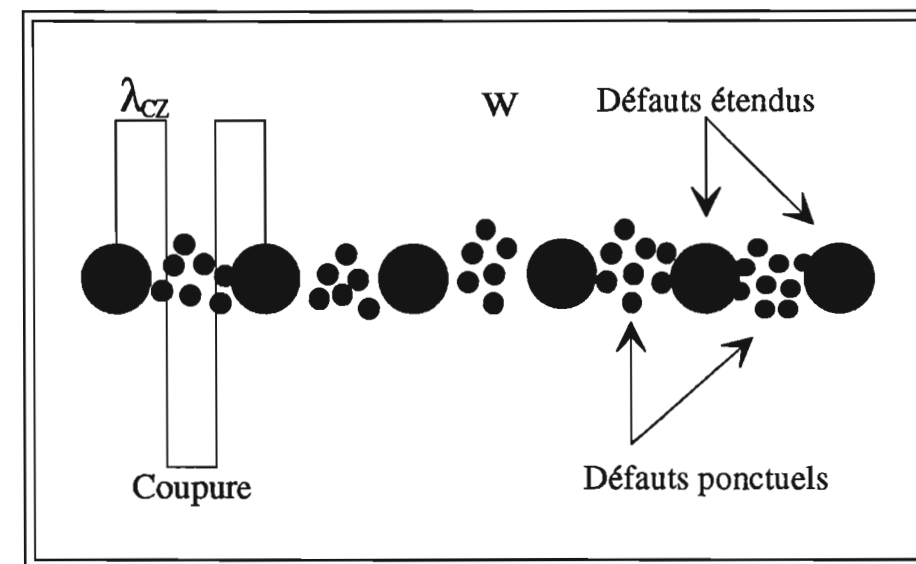


Figure I.3 - Représentation schématique de la structure du dommage d'une trace latente, dans un mica, déduite de l'analyse de la diffraction des rayons X aux petits angles. Les traces sont composées de défauts étendus (gros points) entourés de nombreux défauts ponctuels (petits points). Les défauts étendus ont quelques dizaines d'angströms (plusieurs nanomètres) de diamètre, leur taille dépend de la charge de l'ion incident. La vitesse d'attaque de ces défauts étendus est très grande, alors que les régions ne contenant que des défauts ponctuels ont une vitesse d'attaque relativement faible. Le diamètre effectif de la zone centrale des défauts étendus vis à vis de la révélation des traces est de λ_{cz} . Cela signifie que si la distance W entre les centres des défauts étendus est supérieure à une distance $2\lambda_{cz}$, on ne peut plus révéler de traces. C'est ce qui expliquerait, selon Dartyge et al., que l'on ne puisse révéler tout le parcours d'un ion lourd, en raison de l'augmentation de W , lorsque l'on s'éloigne du maximum de perte d'énergie par ionisation primaire (Fig. I.1). Les défauts étendus sont beaucoup plus résistants au recuit thermique que les défauts ponctuels. (D'après Dartyge et al., 1981).

1.2.b - Origine des traces latentes dans les minéraux terrestres :

De nombreuses études ont été effectuées sur l'origine des traces nucléaires dans les minéraux. Fleischer et al. (1975) énumèrent les principales sources potentielles des traces naturelles :

- la fission spontanée de ^{238}U et ^{244}Pu ;
- les ions de recul résultant de la décroissance α de ^{232}Th , ^{235}U et ^{238}U et de leurs descendants.

D'autres sources ont été aussi considérées, telles que :

- la fission spontanée d'autres isotopes (^{235}U , Th, Pb, etc...);
- la fission induite des éléments lourds par la radioactivité : particules α , β et rayonnement γ ;
- la fission induite de ^{235}U par neutrons thermiques à partir de réactions (γ, n) et (α, n), ou provenant de la fission spontanée de ^{238}U ;
- la fission induite d'autres éléments lourds par les neutrons rapides provenant de fissions spontanées ou de réactions (γ, n) et (α, n);
- la fission induite ou la spallation provoquée par les composantes primaires et secondaires du rayonnement cosmique.

Le calcul et les observations montrent qu'en fait, la seule source significative de traces nucléaires dans les minéraux est la fission spontanée de ^{238}U . En effet :

1 - la fission spontanée de ^{232}Th et ^{235}U ne peut être ignorée. Mais d'une part, leurs périodes de fission spontanée sont trop longues ($T_{1/2} \sim 10^{21}$ ans et $1,7 \times 10^{17}$ ans respectivement), et d'autre part, l'abondance isotopique naturelle de ^{235}U est très faible ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7,25 \times 10^{-3}$) devant celle de ^{238}U . La fission spontanée de ^{232}Th et ^{235}U produit donc des densités de traces fossiles négligeables devant les densités fossiles de ^{238}U .

Le Plutonium 244 est aujourd'hui «éteint», en raison de sa période relativement courte $T_{1/2} = 82$ Ma. Cet isotope, présent au moment de la formation du système solaire, a laissé des traces de fission spontanée dans les minéraux d'âges $\geq 4 \times 10^9$ ans. Utilisé pour la cosmochronologie du système solaire à partir des minéraux extra-terrestres (Lal et al., 1969; Storzer et Poupeau, 1973; Fleischer et al., 1975; Drozd et al., 1977; etc...), cet isotope est actuellement indétectable dans les minéraux terrestres et ne peut donc être pris en compte pour la datation par les traces de fission.

2 - la fission induite des noyaux lourds par le rayonnement cosmique d'origine solaire et galactique, les radioactivités naturelles a et b, le rayonnement g qui leur est associé ainsi que les neutrons émis lors du processus de fission spontanée ne produisent qu'un nombre de traces négligeable devant celui qui résulte de la fission spontanée de ^{238}U .

3 - les noyaux de recul de la radioactivité α possèdent une énergie cinétique insuffisante pour induire la formation des traces nucléaires.

Par contre, dans des conditions exceptionnelles comme celles du gisement d'Oklo au Gabon (IAEA, 1986), les teneurs localement très élevées en uranium (environ 20%) et la présence de fluides agissant comme modérateur ont suffisamment ralenti les neutrons issus de la fission spontanée de ^{238}U pour induire de façon discontinue des réactions en chaîne de fission sur l'uranium, il y a environ

1,8 Ga.

Ainsi, seule la fission spontanée de ^{238}U sera prise en compte comme générateur de traces de fission dans les minéraux terrestres. Il en est autrement dans les minéraux météoritiques et lunaires, avec des traces de fission spontanée de ^{238}U , ^{244}Pu , les traces des ions lourds ($Z > 22$) du rayonnement cosmique galactique et solaire et dans certains minéraux, des traces de reculs de spallation.

2 - REVELATION DES TRACES DE FISSION

La révélation d'une trace latente correspond à l'élargissement de son diamètre par dissolution chimique différentielle. Les conditions de révélation des traces latentes varient avec le type de détecteur (Fleischer et al., 1975). Les procédures d'attaque des minéraux et des verres les plus utilisées en géochronologie sont données dans le tableau I.1.

Les paramètres influant sur la révélation des traces sont :

- V_g , la vitesse d'attaque globale du détecteur (qui peut dépendre, dans un minéral, du plan cristallographique exposé à l'attaque);
- V_t , la vitesse d'attaque le long de la trace proprement dite (qui peut varier selon l'orientation cristallographique), (Green et al., 1986).

La forme des traces révélées, ainsi que leur longueur, dépendent essentiellement du rapport V_g/V_t . Lorsque V_g/V_t tend vers zéro, les traces se présentent sous l'aspect de «canaux» comme, par exemple, dans le cas des apatites (Fig. I.4a). Dans certains milieux comme les micas, une attaque prolongée permet un élargissement considérable du diamètre de la trace qui prend une forme caractéristique de la structure cristallographique du détecteur solide des traces nucléaires (DSTN) considéré (Fig. I.4b). Lorsque V_g n'est plus négligeable devant V_t , les traces affectent une forme plus ovoïde (Fig. I.4c et d).

Quand $V_g \ll V_t$, les densités de traces révélées atteignent une valeur de saturation lorsqu'on augmente la durée de l'attaque chimique. Pour les apatites, traces fossiles et induites atteignent souvent en même temps cette valeur de saturation (Fig. I.5). Dans les micas, les traces fossiles peuvent atteindre leur valeur plateau avec un certain retard sur les traces induites (Fig. I.6), ce qui est interprété comme la conséquence de l'histoire thermique de ces minéraux sur la structure de la trace latente.

Lorsque V_g n'est plus négligeable devant V_t , la taille des traces peut croître très rapidement et les traces peuvent s'anastomoser avant d'avoir atteint une valeur de saturation.

Minéraux	Réactifs et conditions d'attaque chimique	Références
Apatite (PO_4) ₃ Ca ₃ (F,Cl,OH)	HNO ₃ (65%), 10 à 20 sec HNO ₃ (65%), 25°C, 15 sec HNO ₃ (5%), 20°C, 25 sec HNO ₃ (0.25%), 23°C, 1 min HNO ₃ (7%), 25°C, 25 sec HNO ₃ (5N), 20°C, 13 sec HNO ₃ (1%), 25°C, 2-6 min HNO ₃ (5M), 20°C, 20 Sec HNO ₃ (0.6%), 30°C, 3.5 min HNO ₃ (3M), 20°C, 20 sec	Wagner, (1968) Reimer et al. (1970) Naeser et McKee (1970) Bhandari et al. (1971) Naeser et Ross (1976) Gleadow et Lovering(1977) Tagami (1984) Green et al. (1986) Seong-Cheon Shin (1987) Ce travail
Zircon (SiO ₂)Zr	H ₃ PO ₄ , 375-500°C, qq sec H ₃ PO ₄ , 530°C, 5 min NaOH (aq.), 220°C, 0.25-5h NaOH (100N), 220°C, 9h NaOH (100N), 250°C, 5h	Fleischer et al. (1964a) Reimer et al. (1970) Naeser (1969) Reimer et al. (1970) Gleadow et Lovering(1977)
Sphène SiO ₂ CaTi	48% HF+98% H ₂ SO ₄ , 150-180°C 48% HF+98% H ₂ SO ₄ , 180-190°C tout sous pression NaOH + KOH (8g/11.5g), 200 - 220°C NaOH + KOH (20g/28g), 225°C, 26 à 29h	Krishnaswami et al.(1974) Nishimura (1981) Gleadow et al. (1976) Seong-Cheon Shin (1987)
Muscovite SiAl ₃ KO ₁₀ (OH) ₂	HCl (1N), 30 à 90 min NaOH (6N), 130°C, 20 à 30 min NaOH (50M), 130°C, 30 min HF + HNO ₃ + 3HCl+6H ₂ O, 20°C, 1 à 5 min HF+ 2HNO ₃ + 3HCl + 6H ₂ O, 30°C, 7 à 9 min	Naeser et Faul (1969) Calk et Naeser (1973) Naeser et Ross (1976) Naeser et McKee (1970) Seong-Cheon Shin (1987)
Verres (Obsidiennes)	HF (48%), 23°C, 10 à 40 min HF (48%), 20°C, 7 à 9 min HF (45%), 25°C, 11 min HF (48%), 20°C, 15 min HF (47%), 30°C, 7 min HF (50%), 20°C, 70 min HF (1 à 48%), 20 à 25°C, 30 sec., HF (20 %), 40°C, 120 Sec	Price et Walker (1962) Naeser et McKee (1970) Naeser et Ross (1976) Gleadow et Lovering(1977) Seong-Cheon Shin (1987) Ce travail Fleischer et Price (1963;1964b) Bigazzi (19)

Tableau I.1 - Les principaux minéraux utilisés dans la méthode TF et les différents réactifs utilisés pour la révélation des traces . (D'après Mansour, 1991).

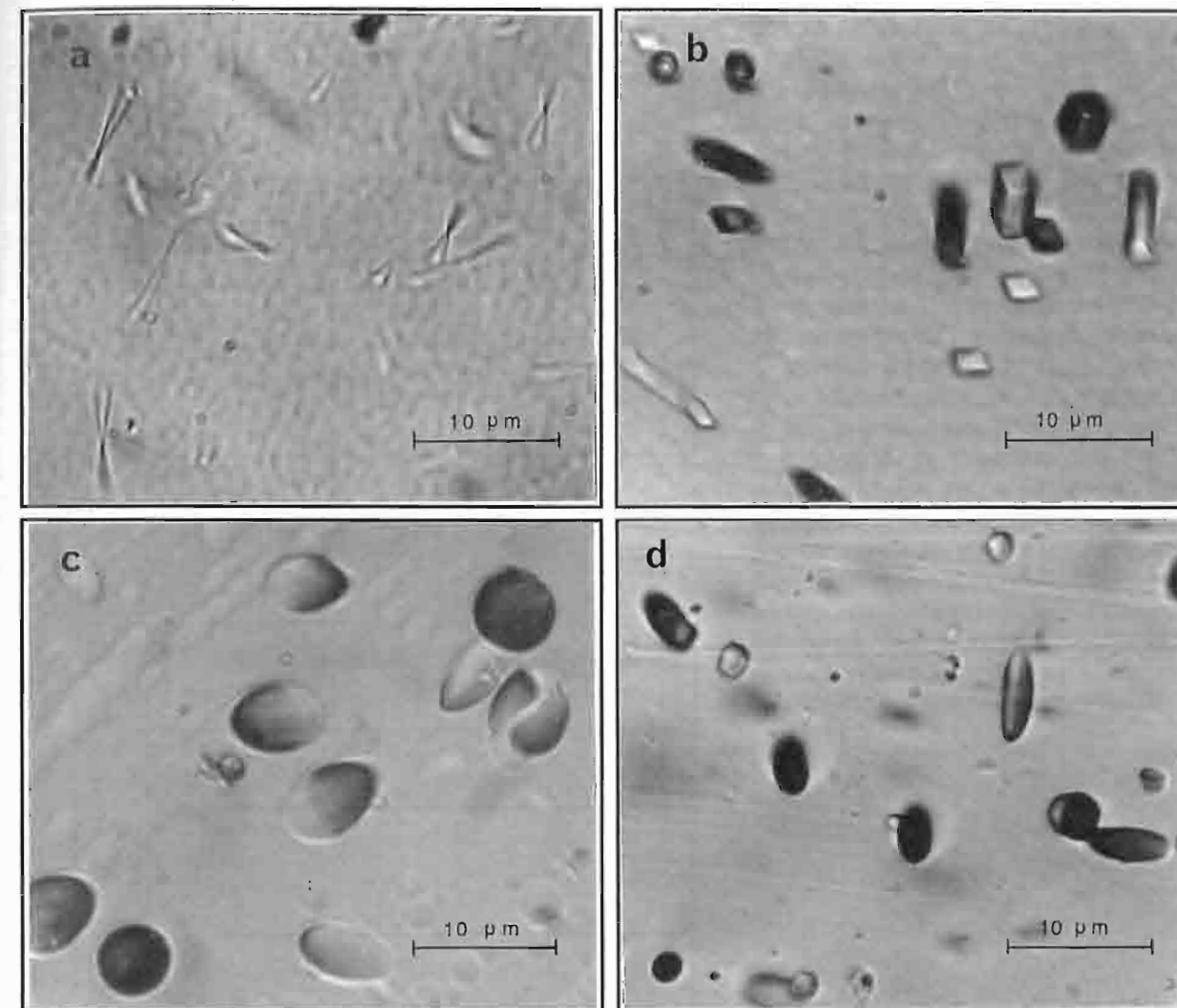


Figure I.4 - Traces de fission révélées par attaque chimique différentielle dans divers matériaux :
a) apatite : HNO₃, 1M, 35 secondes à 20°C;
b) muscovite : HF 40%, 70 secondes à 20°C;
c) verre volcanique : HF 20%, 80 secondes à 20°C;
d) kapton : NaOCl (14%)+NaCl (12%), 8 minutes à ébullition.
Conditions d'observation: microscope optique avec objectif x100 à immersion d'huile (a) et à 100 sec (b,c et d), oculaire x10, lentille x1,25, soit un grossissement de x1250.

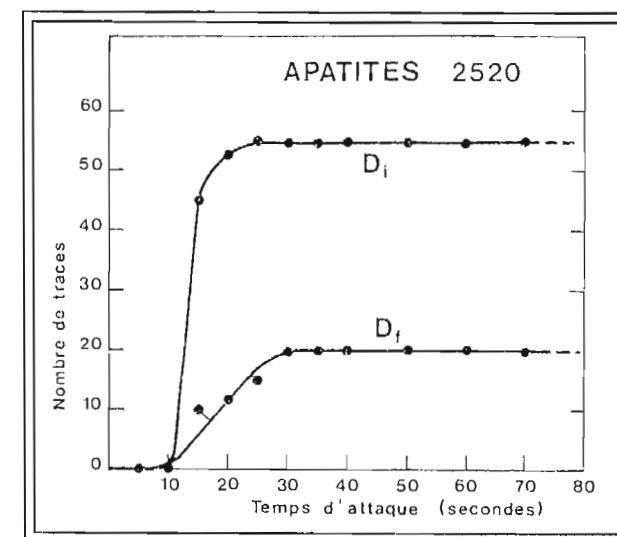


Figure I.5 - Evolution des densités de traces fossiles et induites dans les apatites d'un granite de Bretagne (2520), en fonction des durées d'attaque. On observe que les densités fossiles et induites atteignent leur valeur de saturation à peu près en même temps, vers 30 secondes d'attaque. Réactif : HNO₃ à 9% à 20°C. (D'après Poupeau et Ceylan, 1980).

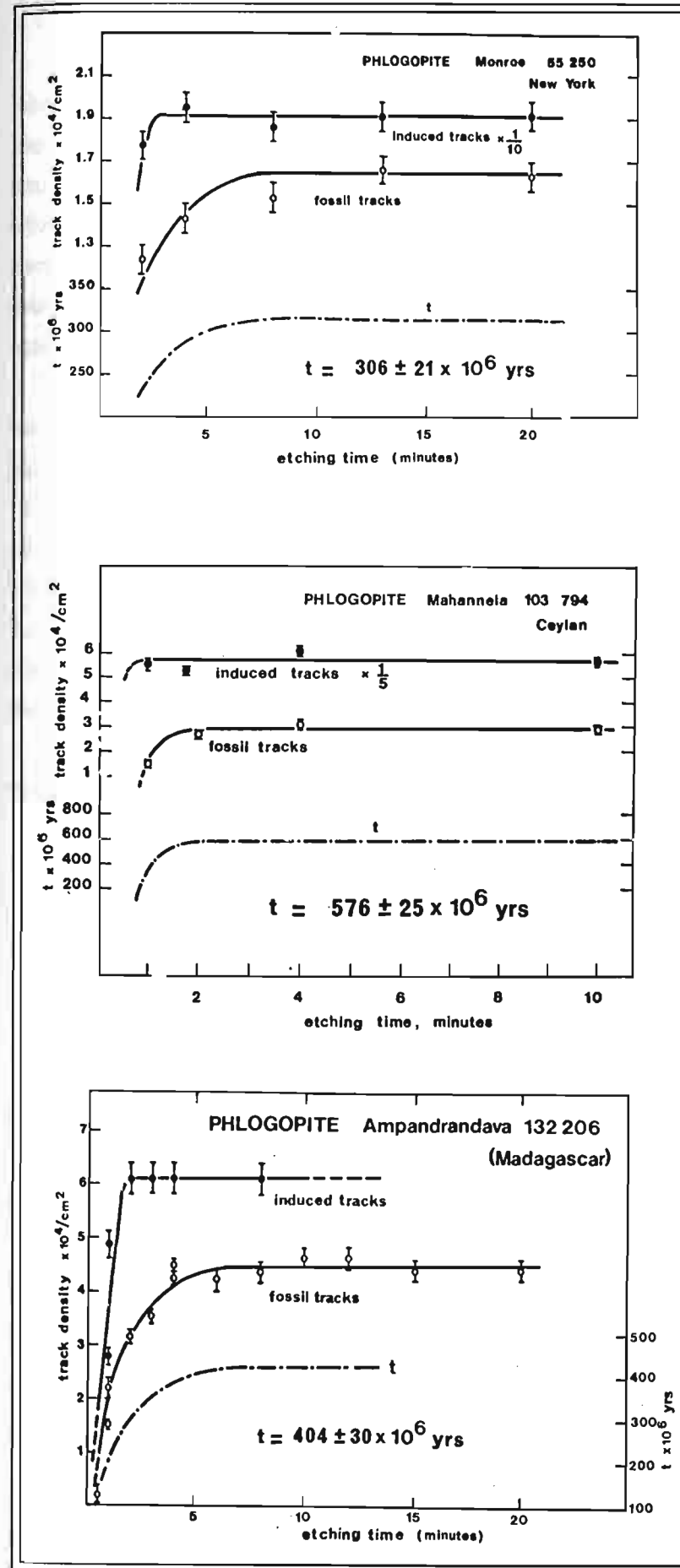


Figure I.6 - Evolution des densités de traces fossiles et induites dans trois phlogopites :
 (a) Monroe (USA);
 (b) Mahanala (Ceylan) et
 (c) Ampandrandava (Madagascar): en fonction des durées d'attaque.
 Conditions de révélation : HF 40%, 20°C.
 On observe que les densités de traces fossiles atteignent une valeur plateau ou de saturation, avec un retard plus ou moins prononcé sur les densités de traces induites. La courbe en tirets indique l'évolution de l'âge TF avec le temps de révélation. Les âges TF trouvés pour ces phlogopites par Maurette et al. (1964) étaient trop jeunes par rapport aux âges espérés, en raison du temps de révélation trop court établi d'après la cinétique de révélation des traces induites. Lorsqu'un temps de révélation suffisamment long est utilisé, les âges TF deviennent concordants avec les âges espérés. (D'après Poupeau, Romary et Toulhoat, 1978).

3 - GEOCHRONOLOGIE PAR TRACES DE FISSION

Les méthodes de datation isotopiques sont fondées sur la radioactivité et la fission spontanée. Une population d'atomes d'un même isotope instable décroît selon une loi statistique rigoureuse où, à chaque unité de temps une proportion fixe d'atomes de la population se désintègre et produit une certaine quantité d'un nouvel isotope fils. Ainsi, par exemple, le ^{87}Rb se désintègre par radioactivité β en ^{87}Sr . Cette transmutation à taux fixe joue le rôle de chronomètre. Si on connaît la quantité d'atomes de l'isotope fils présents actuellement dans un minéral, ainsi que celle des atomes de son isotope père et que par ailleurs, le taux de désintégration est connu, on peut en déduire, dans le cas d'un système clos, le temps depuis lequel ce géochronomètre a fonctionné.

Dans les méthodes géochronologiques classiques, K-Ar, U/Th/Pb, Rb-Sr, la mesure des teneurs des isotopes père et fils est directe. Elle est réalisée au moyen d'analyses en spectrométrie de masse, éventuellement associées à d'autres méthodes analytiques telles que : absorption atomique, ICP, Fluorescence X, etc. Dans la datation par traces de fission, les isotopes père et fils sont mesurés indirectement par dénombrement en microscopie optique des traces de fission produites dans les minéraux (chapitre II, Procédures Expérimentales).

Les mesures des isotopes ^{238}U et ^{235}U passent par la détermination des densités (nombre/cm²) de traces spontanées, issues de la fission spontanée de l' ^{238}U , et induites, provenant de la fission provoquée de l' ^{235}U par capture de neutrons thermiques, respectivement.

Par conséquent, lorsque l'on cherche à dater un échantillon par traces de fission, on doit l'irradier en réacteur nucléaire par des neutrons thermiques.

3.1 - Les équations d'âge isotopique et d'âge traces de fission :

3.1.a - Cas général :

L'équation d'âge générale utilisée par toute méthode de datation radiométrique est déduite du raisonnement suivant (Faure, 1986) :

- le nombre d'atomes d'un isotope père (P) décroît de façon exponentielle au cours du temps t selon :

$$dP = -\lambda P dt \quad (1)$$

où λ est la constante de décroissance radioactive de l'élément P.

- l'intégration de l'équation (1) donne :

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

P correspond à la quantité d'éléments père à l'instant t et P_0 la quantité d'éléments père au temps initial,

c'est à dire à t=0.

- la quantité d'atomes fils dF créés, s'exprime par :

$$dF = \lambda P dt \quad (3)$$

- la combinaison des équations (2) et (3) s'écrit :

$$dF = \lambda P_0 e^{-\lambda t} dt$$

- et son intégration donne :

$$F = -P_0 e^{-\lambda t} + C, \quad \text{où} \quad \text{à } t=0 \quad \Rightarrow C = P_0$$

Dans un minéral naturel, F_0 peut être différent de 0. Ainsi, par exemple, lorsqu'un mica cristallise, il peut déjà contenir du ^{87}Sr auquel s'ajoutera le ^{87}Sr issu de la désintégration in situ de ^{87}Rb . Le résultat de l'intégration précédente s'écrit alors :

$$F - F_0 = P_0 (1 - e^{-\lambda t}) \quad (4)$$

- en combinant (2) et (4) nous obtenons :

$$(F - F_0) / P = e^{\lambda t} - 1$$

Cette expression nous conduit à l'équation d'âge générale utilisée par toutes les méthodes de datations isotopiques :

$$t = 1/\lambda \ln [(F - F_0) / P + 1] \quad (5)$$

3.1.b - Cas de la méthode traces de fission :

La datation par trace de fission utilise l'équation (5) sous une forme appropriée où :

1) le chronomètre commence à fonctionner dès le début de l'enregistrement des traces de fission, soit $F_0 = 0$;

2) le nombre d'atomes d'isotopes fils produits est remplacé par le nombre de traces fossiles révélables dans le minéral considéré, soit $F = \rho_s$ où ρ_s est la densité de traces de fission spontanée de ^{238}U ;

3) P, le nombre d'atomes de ^{238}U présents actuellement dans le minéral, peut être déterminé par la fission induite de ^{235}U en réacteur nucléaire, en tenant compte du rapport isotopique naturel

($I = {}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$). P peut donc être remplacé par $A\rho_i$ où ρ_i est la densité de traces induites de ${}^{235}\text{U}$. Le paramètre $A = 1/\sigma\Phi$ tient compte de la fluence Φ (neutrons/cm²) des neutrons thermiques utilisés ainsi que de la section efficace s de capture des neutrons thermiques par ${}^{235}\text{U}$.

4) La fission spontanée ne représente qu'une fraction des désintégrations de ${}^{238}\text{U}$, d'où l'introduction d'un facteur de pondération λ_d/λ_r , où λ_d et λ_r sont respectivement :

$$\begin{aligned}\lambda_d &= \text{constante de désintégration totale de } {}^{238}\text{U}; \lambda_d = \lambda_\alpha + \lambda_r \\ \lambda_\alpha &= \text{constante de désintégration par radioactivité } \alpha \text{ de } {}^{238}\text{U} \\ \lambda_r &= \text{constante de décroissance par fission spontanée de } {}^{238}\text{U};\end{aligned}$$

En première approximation, si d'une part les traces fossiles et induites sont mesurées dans les mêmes conditions et d'autre part, les traces fossiles n'ont subi aucune altération depuis leur formation, l'équation (5) devient :

$$t = (1/\lambda_d) \ln [(\rho_f/\rho_i) (\lambda_d/\lambda_r) \sigma \Phi I + 1] \quad (6)$$

(la dérivation de cette équation est donnée dans l'annexe A).

5) Si en toute rigueur, un facteur d'efficacité de révélation de traces (η^{235}/η^{238}) doit être pris en compte, il est pris dans la pratique, comme égal à l'unité. Dans certains cas, lorsque les densités ρ_s et ρ_i sont déterminées sur des matériaux différents, ce rapport est assimilé au facteur de géométrie g (chapitre II) à déterminer expérimentalement.

6) Les énergies de fission de ${}^{238}\text{U}$ et ${}^{235}\text{U}$ étant pratiquement identiques, les traces de fission de ces deux isotopes devraient présenter les mêmes caractéristiques, en particulier la même longueur révélabile. Toutefois, les conditions géologiques (le paramètre essentiel étant la température) auxquelles ont été soumises les traces de fission spontanées peuvent aboutir à des traces révélées plus courtes que les induites, ce qui amène à introduire un terme correctif supplémentaire R^{238}/R^{235} , où les R sont respectivement les longueurs moyennes des traces de fission révélables de ${}^{238}\text{U}$ et ${}^{235}\text{U}$.

La formule la plus générale de l'équation d'âge s'écrit alors :

$$t = (1/\lambda_d) \ln [(\rho_f/\rho_i) (\lambda_d/\lambda_r) (\eta^{235}/\eta^{238}) (R^{238}/R^{235}) I \sigma \Phi + 1] \quad (7)$$

Les valeurs numériques des paramètres ci-dessus décrits sont les suivantes :

$$\lambda_d = \lambda_\alpha + \lambda_r$$

avec:

$$\lambda_\alpha = 1,551 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1} \text{ (Jaffey et al., 1971);}$$

$$\lambda_r \cong 8 \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1} \text{ (cf. Chapitre II);}$$

Remarquons que la valeur de λ_r est négligeable devant celle de λ_α (car $\lambda_\alpha / \lambda_r \sim 2 \times 10^6$), et par conséquent $\lambda_d \sim \lambda_\alpha$;

$$I = 7,253 \times 10^{-3} \text{ (Cowan et Adler, 1976);}$$

$$\sigma = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2 \text{ (Hannah et al., 1969);}$$

$$(\eta_{235}/\eta_{238}) = g.$$

Ce rapport dépend du type de matériau utilisé et de la technique de datation. Dans notre cas, $g = 1$;

Les âges TF sont conventionnellement présentés en prenant $R^{235}/R^{238} = 1$. Ils devraient donc être calculés selon les équations :

$$\left. \begin{aligned} t > 10^8 \text{ ans} &\Rightarrow t = (1/\lambda_\alpha) \ln [(\rho_f/\rho_i) (\lambda_d/\lambda_r) I g \sigma \Phi + 1] \\ t < 10^8 \text{ ans} &\Rightarrow t = (\rho_f/\rho_i) g \sigma \Phi I / \lambda_r \end{aligned} \right\} (8)$$

Ces équations ne fournissent, du fait de cette hypothèse, que des âges apparents, n'ayant de signification géochronologique que lorsque le rapport R^{235}/R^{238} est effectivement égal à 1. Ces équations longtemps employées, ne sont toutefois plus considérées comme opérationnelles. Le calcul d'un âge TF au moyen des équations (8) suppose d'une part que les constantes g , σ , I , λ_r et λ_d soient connues avec une précision suffisante et d'autre part que les mesures de ρ_f et ρ_i permettent d'obtenir un âge avec une précision de l'ordre de ± 5 à 10%. Or, il n'existe pas encore de consensus quant à la valeur de λ_r (Bigazzi, 1981; Hurford, 1990). De plus, les laboratoires de datation par TF ne disposent en général pas de moyens pour réaliser une dosimétrie neutronique suffisamment précise (Van den Haute et al., 1988; De Corte et al., 1991). On pallie à ces problèmes de façon analogue à ce qui est pratiqué en géochronologie par ${}^{39}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$, c'est à dire, qu'un âge TF se calcule par comparaison avec un échantillon standard. Il s'agit de la calibration «zeta». Cette calibration «zeta» consiste à irradier un échantillon standard géologique avec une pastille de verre standard de teneur en uranium homogène. La densité de traces induites ρ_d mesurée dans le verre standard (ou dans un détecteur externe qui lui est associé - § 4.2) est proportionnelle à la fluence neutronique Φ :

$$\Phi = B \rho_d \quad (9)$$

B est une constante caractéristique du dosimètre.

En substituant Φ par $B \rho_d$ dans l'équation (8), on obtient :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \ln [(\rho_f/\rho_i) (\lambda_d/\lambda_r) g B \rho_d \sigma I + 1] \quad (10)$$

Si l'on définit un paramètre zeta (ζ) par :

$$\zeta = (B \sigma I) / \lambda_r \quad (11)$$

l'équation (10) devient :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \ln [(\rho_i/\rho_f) (\lambda_\alpha \zeta \rho_d g) + 1] \quad (12)$$

Soit en la résolvant pour ζ :

$$\zeta = [\exp(\lambda_\alpha t_{\text{ind}}) - 1] / \lambda_\alpha (\rho_s/\rho_i)_{\text{ind}} \rho_d g \quad (13)$$

Une fois ζ déterminé à partir d'un échantillon géologique standard, les datations sont effectuées uniquement à l'aide du verre dosimètre qui remplace le standard géologique .

L'équation d'âge utilisé dans ce travail devient :

$$\left. \begin{aligned} t > 10^8 \text{ ans} &\Rightarrow t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[(\rho_i/\rho_f) g \rho_d \lambda_\alpha \zeta + 1] \\ t < 10^8 \text{ ans} &\Rightarrow t = (\rho_i/\rho_f) g \zeta \rho_d \end{aligned} \right\} (14)$$

Les équations d'âge (14) supposent que les traces fossiles n'aient subi aucune altération depuis leur formation. En toute rigueur, l'âge apparent t ne peut avoir de signification géochronologique directe que si les traces fossiles ont été quantitativement enregistrées depuis un temps t appelé **âge Trace de Fission (TF)**. Dans le cas contraire, les traces fossiles révélées sont plus courtes que les traces induites, et c'est le cas en général. Par conséquent l'âge apparent calculé selon l'équation (14), n'a plus de signification géochronologique directe. La comparaison entre les distributions de longueurs fossiles et induites pourrait toutefois permettre de «corriger» ces âges apparents et de retrouver leur signification géochronologique.

Nous verrons plus loin la signification de cet âge et les problèmes posés par le «vieillessement» des traces latentes dans les conditions géologiques.

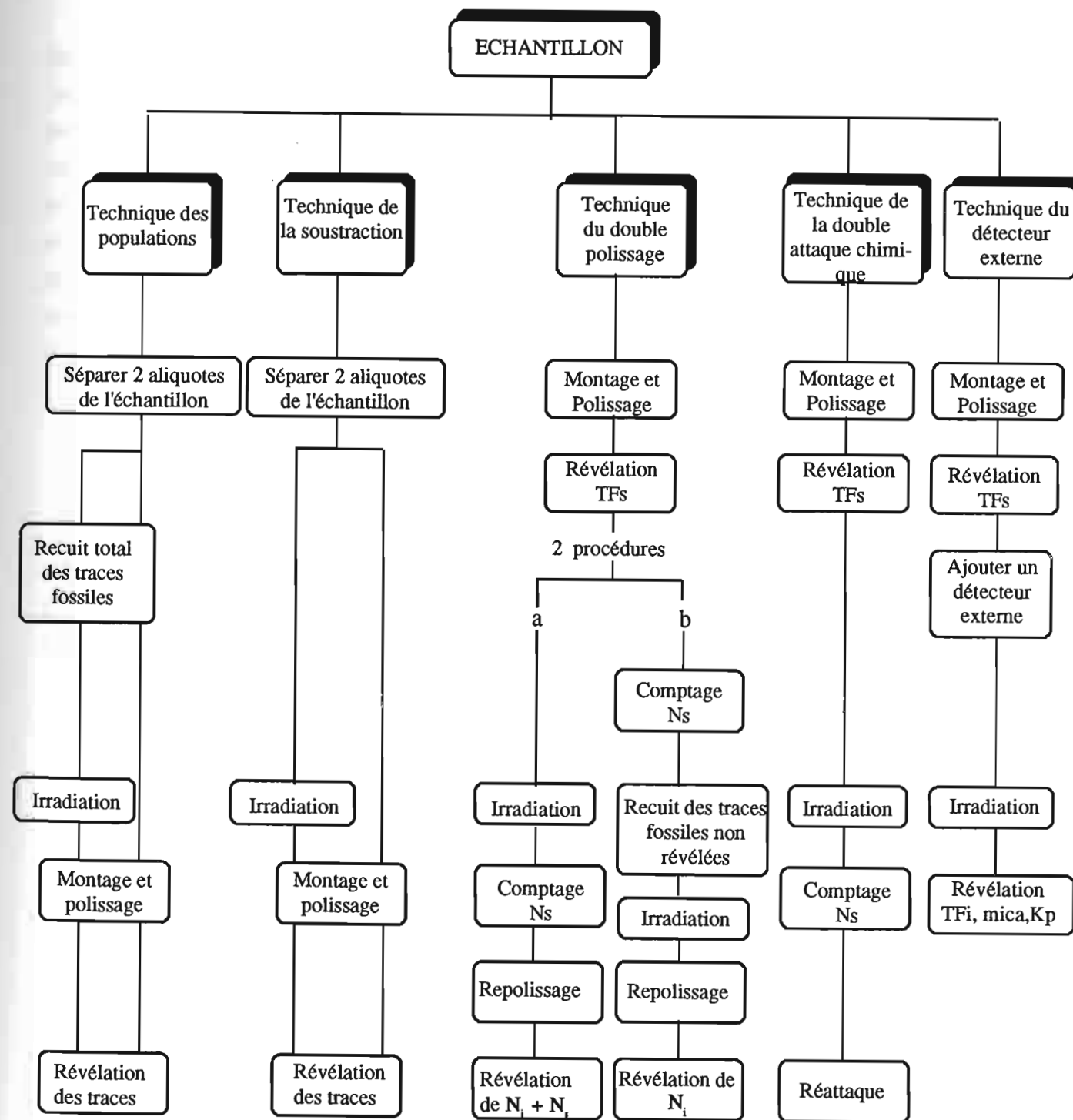


Figure.I.7 - Représentation schématique des principales procédures de datation par traces de fission. TFs, TFi, Ns, Ni et Kp, sont respectivement : traces de fission fossiles (ou spontanées) et traces de fission induites, nombre de traces fossiles et induites et kapton (détecteur externe). (D'après Hurford et Green, 1982).

Il existe une grande variété de techniques pour la détermination des densités de traces spontanées et induites issues de la fission de l'uranium. La procédure choisie dépend du type d'échantillon à dater et par conséquent, de certains facteurs tels que la teneur et la distribution en uranium, la stabilité des traces à l'égard des traitements thermiques, la composition chimique de l'échantillon et les conditions de révélation des traces. Gleadow (1981) a proposé un regroupement des modes de datation selon cinq catégories principales : les techniques des populations, de la soustraction, du double polissage, de la double attaque chimique et du détecteur externe (Figure I.7). Les plus utilisées sont celles des populations, du détecteur externe et de la soustraction. Nous les avons appliquées respectivement aux apatites de l'Arc de Ponta Grossa (SE du Brésil), à celles de Belledonne (Alpes occidentales) et à la datation des obsidiennes.

4.1 - La technique des populations :

Proposée par Naeser (1967) et Wagner (1968), la technique des populations est bien adaptée à l'étude des apatites volcaniques et plutoniques, dans la mesure où la teneur en uranium est relativement constante d'un cristal à l'autre et sa distribution à l'intérieur d'un cristal suffisamment homogène.

Le protocole analytique est le suivant :

- à partir d'une population d'apatites de granulométrie le plus souvent comprise entre 80 et 160 μm , un aliquote (quelques centaines de cristaux) est séparé et chauffé à 500°C pendant 2 heures pour éliminer les traces fossiles existantes, puis irradié par des neutrons thermiques. Ensuite, on inclut dans une même pastille de résine les cristaux d'apatites de l'aliquote irradié (contenant des traces induites) et ceux de l'aliquote non irradié (contenant des traces fossiles)(Fig.I.8);
- on abruse les cristaux d'apatites jusqu'à obtenir un plan interne situé à une profondeur supérieure à R , R étant le parcours moyen d'un fragment de fission ($R \sim 10 \mu\text{m}$). En pratique, on cherche à abraser la moitié de l'épaisseur des cristaux (soit environ 20-25 μm);
- cette pastille est polie à l'aide d'alumine (de 3 μm à 0,5 μm) et ensuite attaquée afin de révéler les traces spontanées et induites (chapitre II);

L'avantage principal de cette technique réside dans le fait que les traces observées ont été produites dans une géométrie de 4π stéradians et que les conditions de révélation des traces fossiles et induites sont identiques. Le facteur de géométrie g est donc égal à un.

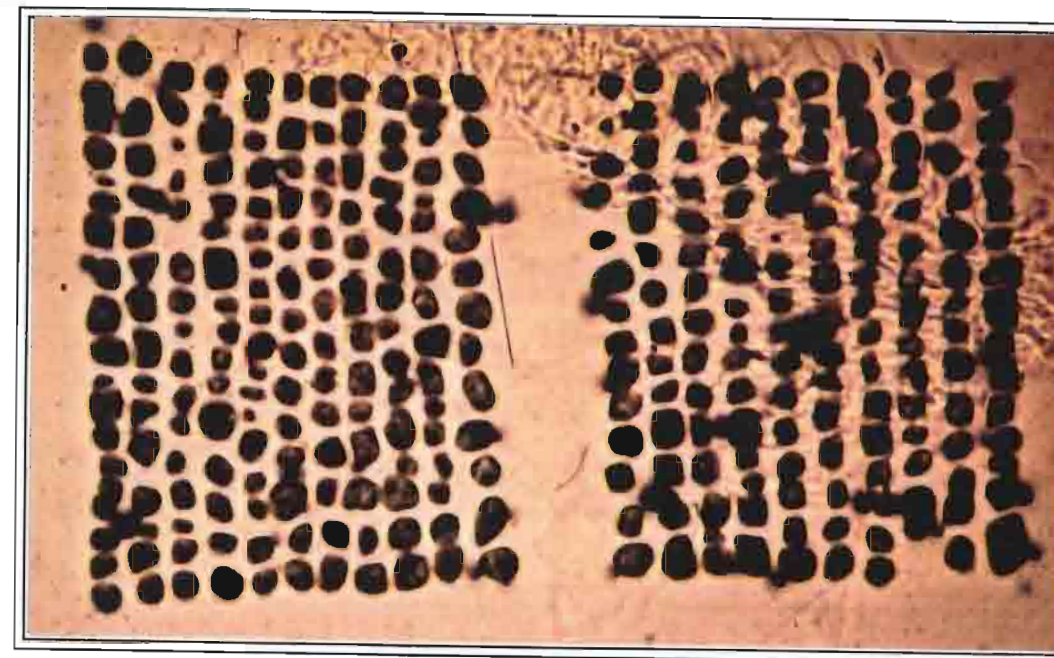


Figure I.8 - Dans le cas de la technique des populations, les cristaux d'apatite sont alignés, dans une résine, en deux groupes contenant respectivement les populations de traces fossiles et de traces induites (environ 500 grains). L'attaque chimique est la même pour les deux populations. Cette photographie montre la disposition de ces deux populations de grains d'apatites pour l'échantillon GB9 (Massif de Belledonne - Alpes).

4.2 - La technique du détecteur externe :

Cette technique utilise un détecteur externe (mica, kapton) appliqué contre l'échantillon pendant l'irradiation, où sont enregistrées les traces de fission induites. Le protocole utilisé se résume à :

- monter dans une résine les cristaux ou un fragment du minéral à dater. Cette pastille est traitée comme précédemment et les traces fossiles révélées;
- placer un détecteur contre la face polie de la pastille, cet ensemble étant irradié par des neutrons thermiques; après irradiation, le détecteur est également attaqué pour la révélation des traces induites (voir section I.2- Révélation des traces de fission et Fig. I.9.a et b).

Si la surface utilisée pour la détermination des densités est strictement la même, il ne faut pas oublier que les traces fossiles sont comptées sur le minéral, et les induites sur le détecteur. Leurs géométries d'enregistrement des traces sont différentes; pour le minéral, la géométrie est de 4π stéradians et pour le détecteur de 2π stéradians. D'autre part, les efficacités de révélation des traces dans le détecteur externe et dans le minéral considéré ne sont pas nécessairement les mêmes. Il faut donc effectuer une calibration du facteur de géométrie g caractéristique de cette géométrie d'irradiation, du minéral et de son détecteur (voir chapitre II).

Cette technique est intéressante parce qu'elle permet de dater des minéraux où la distribution en uranium est hétérogène, tels que les zircons, les sphènes et dans certains cas, les apatites. Elle est aussi indispensable dans le cas des minéraux sédimentaires détritiques où tous les cristaux d'un même échantillon peuvent ne pas présenter le même âge TF.

Chapitre I

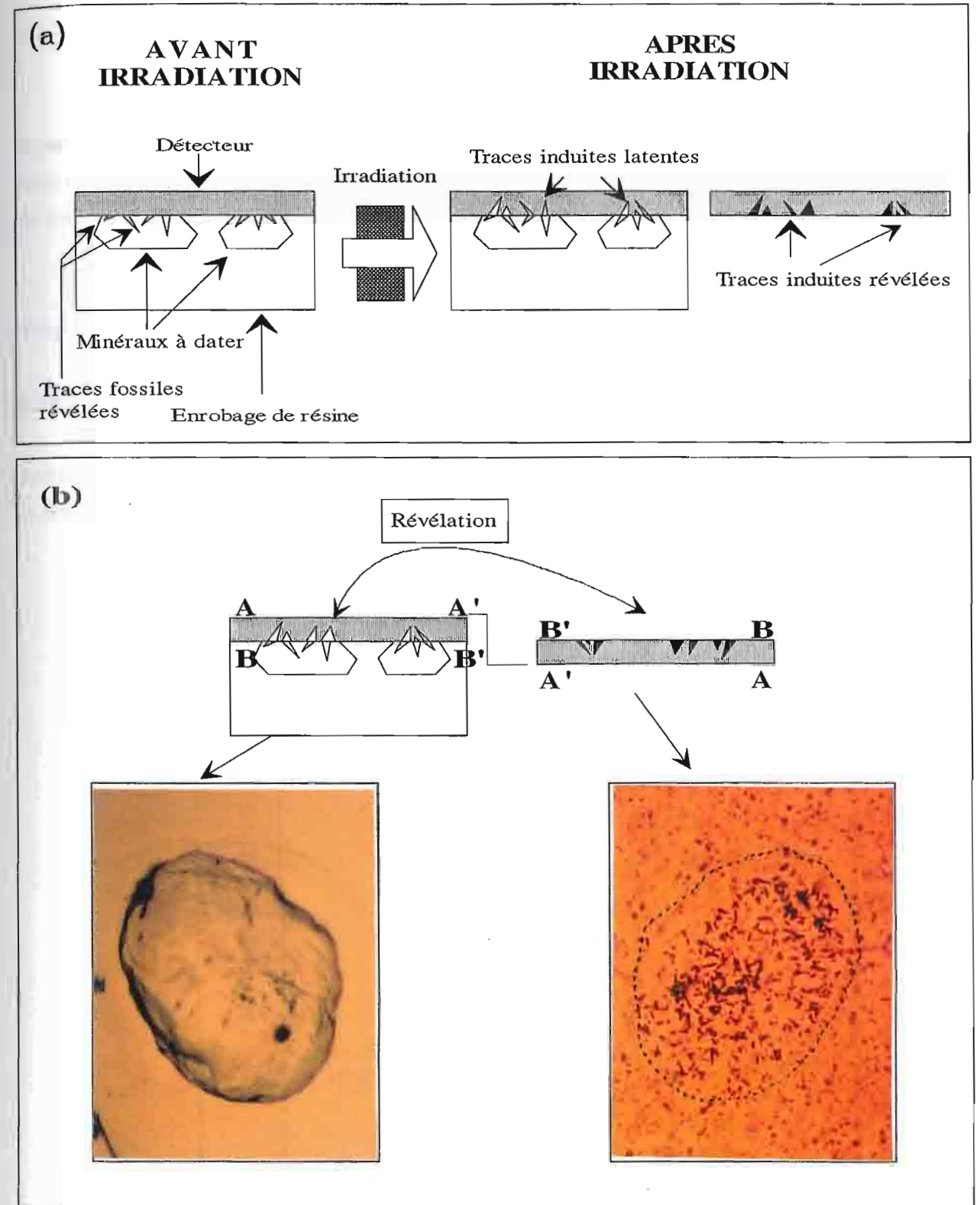


Figure I.9 - a) Représentation schématique du montage des cristaux d'apatite, effectué lors de l'utilisation de la technique du détecteur externe. Avant irradiation, les cristaux sont enrobés dans de la résine, polis et les traces fossiles révélées. Le détecteur externe est juxtaposé à cette face polie, et le tout est irradié. Les traces induites seront révélées dans le détecteur externe par attaque chimique; **b)** les images des traces dans l'apatite (en forme d'aiguille) et dans le kapton (en forme de batonnets).

4.3 - Technique de la soustraction :

Typiquement utilisée pour la datation des verres (esquilles de verre des obsidiennes, tephres), la particularité de la technique de la soustraction réside dans le fait que les traces induites sont comptées avec les traces fossiles. En effet, en raison de l'instabilité des verres, l'échantillon à dater ne subit pas de traitement thermique en laboratoire avant l'irradiation. Le protocole consiste à :

- irradier en réacteur une aliquote du verre à dater;
- enrober dans une même résine une aliquote irradiée et une aliquote non irradiée du même échantillon (Fig.I.10);
- polir la pastille avec de l'alumine (granulométries : 7, 3, 1 et 0,5 μm) et révéler les traces (chapitre II).

Ensuite les traces fossiles+induites sont comptées sur le matériel irradié et les fossiles sur la partie non irradiée. Par soustraction de la densité fossile à la densité des traces fossiles+induites, on obtient la densité de traces induites.

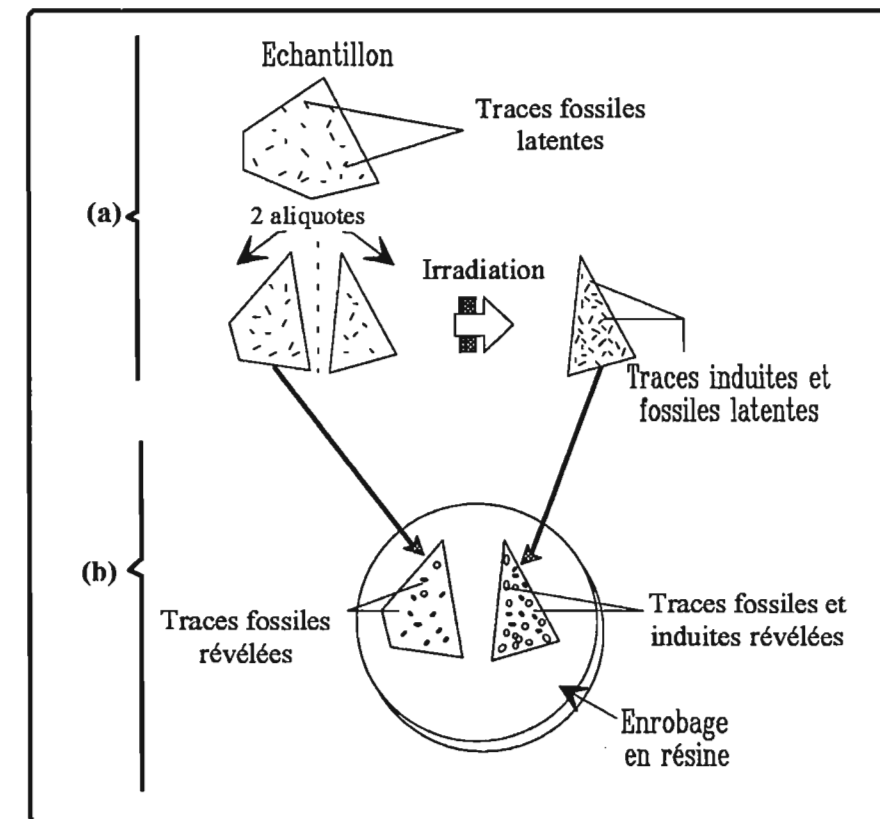


Figure I.10 - Schéma de la procédure de préparation des verres dans la technique de la soustraction. a) Une aliquote de l'échantillon est irradiée en réacteur; b) sont enrobés dans une résine l'aliquote irradiée et une aliquote non irradiée de l'échantillon. L'ensemble est poli et attaqué afin de révéler les traces fossiles et induites; c) la densité de traces fossiles est déterminée à partir de l'aliquote non irradiée et la densité obtenue dans l'aliquote irradiée correspond à la somme des traces fossiles et induites. Ainsi, la densité de traces induites est obtenue par soustraction de la densité de traces fossiles, de la densité de traces fossiles+induites de l'aliquote irradiée.

5 - PRECISION D'UN AGE TRACE DE FISSION

Un âge TF est entaché d'erreurs systématiques et d'erreurs liées aux incertitudes expérimentales. Dans l'équation d'âge TF (14) :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \ln [(\rho_s/\rho_i)\lambda_\alpha g \rho_\delta \zeta + 1],$$

les erreurs systématiques proviennent d'une part de l'incertitude sur le paramètre de calibration ζ , d'autre part, sur λ_α . Nous verrons plus loin (Chapitre II) qu'en pratique, cette incertitude portée essentiellement par ζ et g peut être limitée à $\pm 1-2\%$. Les incertitudes expérimentales proviennent de la précision sur la détermination des densités fossiles et induites de l'échantillon à dater et de la densité de traces induites dans les détecteurs juxtaposés aux verres standards, soit ρ_s , ρ_i et ρ_d .

Quelle est la procédure statistique à suivre afin d'obtenir la meilleure estimation de l'incertitude sur un âge TF? Cette question a fait l'objet de nombreuses discussions parmi les utilisateurs de la méthode de datation par traces de fission (Mc Gee et al., 1979; Green, 1980, 1981; Bigazzi, 1981; Galbraith, 1981, 1982, 1986; Galbraith et al., 1984, 1985, etc...).

Aussi, allons nous décrire les différentes procédures de calcul statistique des erreurs sur l'âge TF en fonction de la technique utilisée.

5.1 - Calcul des incertitudes sur un âge TF obtenu par la technique des populations :

Les densités de traces fossiles et induites sont déterminées sur deux populations de grains d'un même échantillon, mais dont les distributions et les concentrations en uranium peuvent varier quelque peu d'un grain à l'autre. Lorsque la distribution des comptages des traces de fission reflète une distribution uniforme de l'uranium, le modèle statistique de Poisson permet d'estimer les incertitudes de cette distribution. Là où la distribution de l'uranium est moins homogène, nous pouvons avoir recours à l'utilisation d'une loi de distribution normale.

Si on compte les traces présentes dans la même surface A de n grains et si x_j est le nombre de traces dans cette surface du $j^{\text{ème}}$ grain, la valeur moyenne X du nombre de traces par grain est donnée par :

$$\bar{X} = (\sum x_j) / n$$

où : x_j = nombre de traces dans le grain j,
 n = nombre de grains comptés.

Quand l'échantillon le permettait, nous avons utilisé des populations de $n > 100$.

La dispersion des comptages est donnée par :

$$\sigma = \{[\sum x_j^2 - (\sum x_j)^2 / n] / n-1\}^{1/2}$$

et la précision sur \bar{x} par :

$$\bar{\sigma} = \sigma / (n)^{1/2}$$

l'erreur relative E, en pourcentage étant :

$$E(\%) = (\bar{\sigma} / \bar{X}) \times 100.$$

Si la répartition de l'uranium est homogène, la distribution des comptages suit une loi de Poisson.

Dans ce cas, si N est le nombre total de traces comptées :

$$\bar{X} = N/n$$

$$s_p = \bar{X} / (N)^{1/2}$$

et $E(\%) = (1/(N)^{1/2}) \times 100.$

On calcule systématiquement $\bar{\sigma}$ et σ_p . Si :

* $\bar{\sigma} > \sigma_p$, on adopte $\bar{\sigma}$

* $\bar{\sigma} < \sigma_p$, on adopte σ_p

Au mieux, cette incertitude dans nos échantillons est d'environ $\pm 2\%$ ($\pm 1\sigma$) mais peut aller jusque vers 10% pour les densités de traces fossiles lorsque peu de traces sont présentes.

Enfin, l'erreur sur le rapport des densités de traces fossiles et induites s'exprime par :

$$\sigma(\sigma_{ps}/\rho_i) / (\sigma_{ps}/\rho_i) = [(\sigma_{ps}/\rho_s)^2 + (\sigma_{pi}/\rho_i)^2]^{1/2}$$

et l'incertitude sur l'âge TF :

$$\sigma_t = t [(\sigma_{ps}/\rho_s)^2 + (\sigma_{pi}/\rho_i)^2 + (\sigma_{pd}/\rho_d)^2]^{1/2}. \quad (15)$$

L'incertitude sur r_d est de l'ordre de $\pm 1\%$ (cf. Chapitre II). On peut donc espérer au mieux une précision de l'ordre de $\pm 3\%$ ($\pm 1\sigma$).

5.2 - Calcul des incertitudes sur un âge TF obtenu par la technique du détecteur externe :

Dans la technique du détecteur externe les comptages des traces fossiles et induites sont effectués sur une même surface dans le grain et dans son image (détecteur externe) et donc sur une même distribution d'uranium (Fig.I.9a et b). Dans cette méthode afin d'obtenir des résultats significatifs, Green (1981a) recommande de dater individuellement au moins 20 cristaux. Lorsque nous avons employé cette technique nous avons utilisé, chaque fois que le nombre d'apatites le permettait, au moins 30 et jusqu'à 60 cristaux.

Selon la distribution des âges individuels des cristaux d'un même échantillon, nous avons utilisé deux types de calculs de l'âge apparent et de sa précision. Si tous les âges appartiennent à une même population, c'est à dire, ne diffèrent entre eux que dans les limites de leur précision analytique, on considère, pour le calcul de l'incertitude, une loi de Poisson, c'est à dire que l'on tient uniquement compte du nombre total de traces comptées. Dans ce cas :

$$\sigma_t = t [1/N_s + 1/N_i + (\sigma_{pd}/\rho_d)^2]^{1/2} \quad (16)$$

Il se peut toutefois que les âges apparents des cristaux n'appartiennent pas à la même population. C'est le cas, par exemple, dans un sédiment détritique où toutes les apatites n'ont pas nécessairement la même provenance, et donc pas la même histoire thermique ($< 130^\circ\text{C}$). Une autre possibilité, pour les apatites des roches métamorphiques ou magmatiques, est un «effacement» (voir I.6-Signification d'un âge TF) différentiel des traces entre différents cristaux n'ayant pas la même composition chimique.

Dans ces deux cas, on ne peut plus considérer être en présence d'une population unique.

On doit donc, avant tout calcul d'âge par le détecteur externe, procéder à un test statistique montrant si la distribution des ρ_s/ρ_i suit bien une loi de Poisson ou non. Dans le cas positif on calcule l'incertitude par l'équation (16) ci-dessus.

Sinon, on considère, pour le calcul d'âge, que :

$$(\rho_s/\rho_i) = \frac{n}{\sum_{j=1}^n [(\rho_s/\rho_i)_j / n]} \quad (17)$$

$$\sigma(\rho_s/\rho_i) / (\rho_s/\rho_i) = \left\{ \frac{\sum_{j=1}^n (\rho_s/\rho_i)_j^2}{n} - \left[\frac{\sum_{j=1}^n [(\rho_s/\rho_i)_j]}{n} \right]^2 \right\}^{1/2} / n(n-1) \quad (18)$$

Il faut remarquer dès maintenant que la non unicité des populations peut aussi ne résulter que d'effets induits en laboratoire. Green (1981a) dans un examen détaillé de ces effets, relève 9 sources d'erreurs expérimentales, parmi lesquelles nous citons :

- la présence d'inclusions diverses rendant difficile l'identification des traces;
- le traitement chimique utilisé pour la révélation faisant apparaître des artefacts;

- la forte densité des traces empêchant leur identification;
- un contact irrégulier entre le détecteur externe et l'échantillon, provoquant une diminution de la densité induite;
- enfin, un observateur pas assez expérimenté.

Le test d'unicité de population couramment utilisé est celui de Pearson ou test de χ^2 proposé par Galbraith (1981), tel que :

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^n [(N_{sj} - \bar{N}_{sj})^2 / N_{sj}] + \sum_{j=1}^n [(N_{ij} - \bar{N}_{ij})^2 / N_{ij}] \quad (19)$$

et où :

$$\bar{N}_{sj} = [N_s / (N_s + N_i)] (N_{sj} + N_{ij})$$

$$\bar{N}_{ij} = [N_i / (N_s + N_i)] (N_{sj} + N_{ij})$$

N_{sj} et N_{ij} sont respectivement les nombres de traces fossiles et induites comptées sur le $j^{\text{ème}}$ grain et dans la surface du détecteur externe correspondant.

Le χ^2 est testé pour un intervalle de confiance de 95% et en considérant n-1 degrés de liberté.

Finalement, si le test de χ^2 :

$$1-) \text{ est accepté : } \sigma_t = t [1/N_s + 1/N_i + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2} \quad (20)$$

$$2-) \text{ est refusé : } \sigma_t = t \{ [\sigma(\rho_f/\rho_i)/(\rho_f/\rho_i)]^2 + (\sigma_\zeta/\zeta)^2 \}^{1/2} \quad (21)$$

Pour un échantillon passant le test du χ^2 , la précision peut, là encore atteindre environ $\pm 3\%$ ($\pm 1\sigma$).

5.3 - Calcul des incertitudes sur un âge TF obtenu par la technique de la soustraction

Dans la technique de la soustraction, la densité de traces d'un échantillon irradié correspond à la somme des densités de traces fossiles et induites et nous avons ainsi $\rho_{s+i} = \rho_s + \rho_i$. On obtient donc la densité ρ_i selon $\rho_i = \rho_{(s+i)} - \rho_s$. L'équation d'âge TF (14) devient alors (Bigazzi et al., 1981) :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \ln \{ [\rho_s / (\rho_{(s+i)} - \rho_s)] \lambda_\alpha \zeta + 1 \} \quad (22)$$

L'erreur standard sur le rapport des densités ρ_s/ρ_i s'écrit :

$$\begin{aligned} [\sigma(\rho_f/\rho_i)]/(\rho_f/\rho_i) &= \{ \rho_{(s+i)}^2/\rho_s^2 (\rho_{(s+i)} - \rho_s)^2 \sigma(\rho_s) + 1/(\rho_{(s+i)} - \rho_s)^2 \sigma(\rho_{(s+i)})^2 \}^{1/2} \\ &= \{ [\sigma(\rho_s)/\rho_s]^2 + [\sigma(\rho_{s+i})/\rho_{s+i}]^2 \}^{1/2} \times \rho_{s+i}/\rho_i \quad (23) \end{aligned}$$

Dans les verres volcaniques, les distributions des traces de fission fossiles et induites sont poissonniennes; soit :

$$[\sigma(\rho_s)/\rho_s]^2 = 1/N_s$$

$$[\sigma(\rho_{s+i})/\rho_{s+i}]^2 = 1/N_{s+i}$$

où N_s et N_{s+i} sont les nombres des traces fossiles et fossiles+induites comptées dans l'échantillon.

L'erreur relative sur ρ_f/ρ_i est alors :

$$[\sigma(\rho_s/\rho_i)]/(\rho_s/\rho_i) = [1/N_s + 1/N_{s+i}]^{1/2} \times \rho_{s+i}/\rho_i \quad (24)$$

Et l'incertitude sur l'âge TF si le test de χ^2 accepté, s'exprime par :

$$\sigma_t = t \{ [1/N_s + 1/N_{s+i}]^{1/2} \times \rho_{s+i}/\rho_i + (\sigma_\zeta/\zeta)^2 \}^{1/2} \quad (25)$$

Dans les verres volcaniques, ρ_s est en général $< 10^4$ tr/cm². On choisit la fluence d'irradiation telle que $\rho_{s+i} > 100 \rho_s$. Dans ces conditions, le terme ρ_{s+i}/ρ_s de l'équation ci-dessus devient inférieur à 1% et la précision d'une datation dépend essentiellement de l'incertitude statistique sur ρ_s . Pour des raisons pratiques (faible valeur de ρ_s), l'incertitude sur un verre volcanique descend rarement au-dessous de 4-5% ($\pm 1\sigma$).

L'âge TF de l'équation (14) correspond au temps depuis lequel les traces sont enregistrées si, et seulement si, les traces fossiles sont quantitativement conservées, c'est à dire si $R_{238} = R_{235}$, où les R sont les longueurs moyennes révélables des traces fossiles et induites. Or, on observe souvent que $R_{238} < R_{235}$. L'âge TF défini par l'équation (14) n'est donc qu'un âge apparent, n'ayant de signification directe que si $R_{238} = R_{235}$.

Les observations menées sur les apatites provenant de forages à grande profondeur (forages pétroliers et géothermiques) ont permis de montrer que la température est le facteur à incriminer dans la stabilité des traces. Selon un modèle évidemment simplificateur (Wagner, 1972 et Wagner et al., 1991), on pourrait distinguer trois zones de température associées à la stabilité des traces (Fig.I.11):

- I - à $T > T_0$: les traces sont instables et la densité de traces fossiles observables est proche de zéro;
- II - à $T_f < T < T_0$: les traces sont partiellement enregistrées. Leur longueur moyenne révélable est d'autant plus courte que l'on se trouve près de la base de cette zone;
- III - $T < T_f$: les traces sont pratiquement enregistrées sur toute leur longueur et donc $L_{238} \cong L_{235}$.

Il est donc très important, afin de pouvoir interpréter la signification d'un âge apparent, de compléter toute mesure d'âge TF par une mesure de la distribution des longueurs révélables. Pour les apatites on considère généralement que, à l'équilibre thermique, $T_i \cong 125^\circ\text{C}$ et $T_f \cong 65^\circ\text{C}$ pour un régime isotherme d'une durée d'environ 10 à 40 Ma. Pour des temps de chauffage différant de ces données par un ordre de grandeur, on estime que T_i et T_f sont modifiées de 10% environ. Les valeurs de T_0 et T_f dépendent aussi quelque peu, dans des conditions thermiques données, de la composition chimique des apatites, les traces étant légèrement plus stables dans les chlorapatites que dans les fluorapatites.

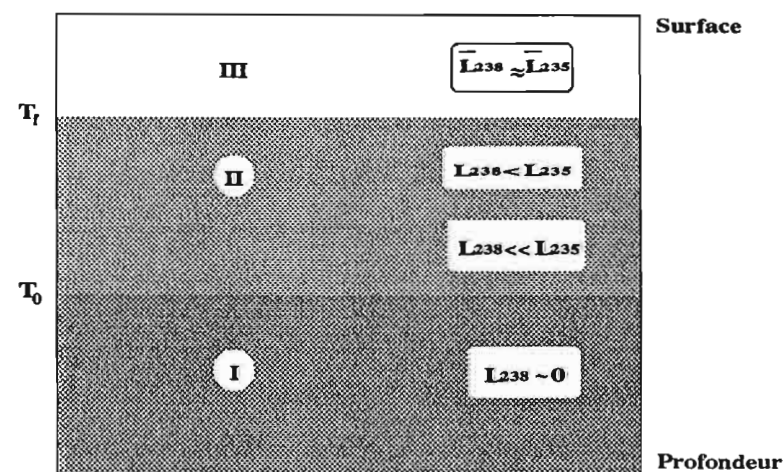


Figure I.11 - Trois zones de température associées à la stabilité des traces de fission dans l'apatite :

Zone I d'instabilité totale de traces à $T > T_0$;
 Zone II de rétention partielle de traces à $T_f < T < T_0$;
 Zone III de stabilité totale de traces à $T < T_f$.

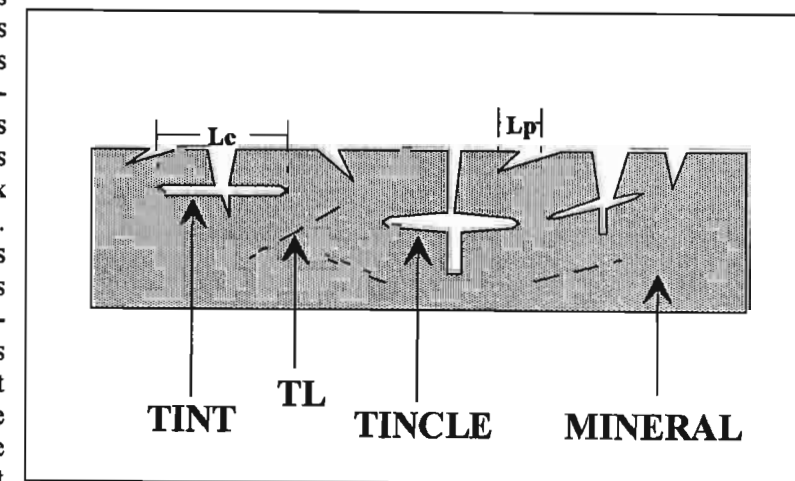
Plusieurs types de mesures sont possibles pour caractériser les longueurs de traces dans un minéral. Deux d'entre elles sont les plus couramment utilisées : les mesures de longueurs projetées et celles de longueurs confinées (Fig.I.12).

Les longueurs projetées de traces sont mesurées sur les traces qui intersectent la surface d'observation. Elles présentent l'avantage de pouvoir être mesurées sur toutes les traces recoupant cette surface, mais l'inconvénient de ne caractériser qu'une partie de la longueur de ces traces (l'autre ayant disparue lors du polissage).

Les longueurs confinées de traces sont celles entièrement situées à l'intérieur du cristal. Il est donc possible de mesurer leur longueur révélable totale. De telles traces ne peuvent être révélées que si elles intersectent un clivage, une fracture ou une autre trace atteignant la surface d'observation. Elles présentent l'inconvénient d'une probabilité d'observation relativement faible qui empêche leur observation quand la densité de traces est inférieure à environ 10^5 tr/cm².

Ces deux types de mesures donnent pour un même échantillon, des distributions de formes différentes, très caractéristiques. Ainsi, pour les traces induites, les longueurs confinées sont toutes très proches de 15-16 μm (Fig.I.13.a), tandis que les longueurs des traces projetées présentent un très large spectre, entre environ 2-15 μm (Fig. I.13.b). Notons qu'aucune de ces distributions ne représente la distribution réelle de la longueur des traces : elles sont toutes les deux biaisées du côté des longueurs les plus courtes. Ainsi, selon l'analyse de Dakowsky (1978), la distribution théorique des longueurs projetées de traces fossiles présenterait une forme triangulaire. Les distributions montrent que, dans notre configuration expérimentale, l'efficacité d'identification de ces traces baisse sensiblement à partir de longueurs $< 5 \mu\text{m}$ pour s'annuler vers 1 μm . Pour les longueurs confinées, le mode de détection limite la longueur minimum observable à 2-5 μm , longueur correspondant au diamètre de la trace partielle ou de la fracture interceptées.

Figure I.12 - Diagramme illustrant les longueurs projetées de traces (L_p) et les longueurs confinées de traces (L_c), dans un cristal d'apatite. Les longueurs projetées correspondent aux traces recoupées par la surface de polissage, tandis que les longueurs confinées correspondent aux traces se trouvant à l'intérieur du cristal. L'acide pénètre le long de fractures ou des traces de surface qui interceptent ces traces en profondeur, et les révèle, permettant ainsi de mesurer leurs longueurs confinées. TINT, TINCLE et TL sont respectivement : "track in track" (trace dans la trace), "track in cleavage" (trace dans le clivage) et les traces latentes, c'est à dire, non révélée.



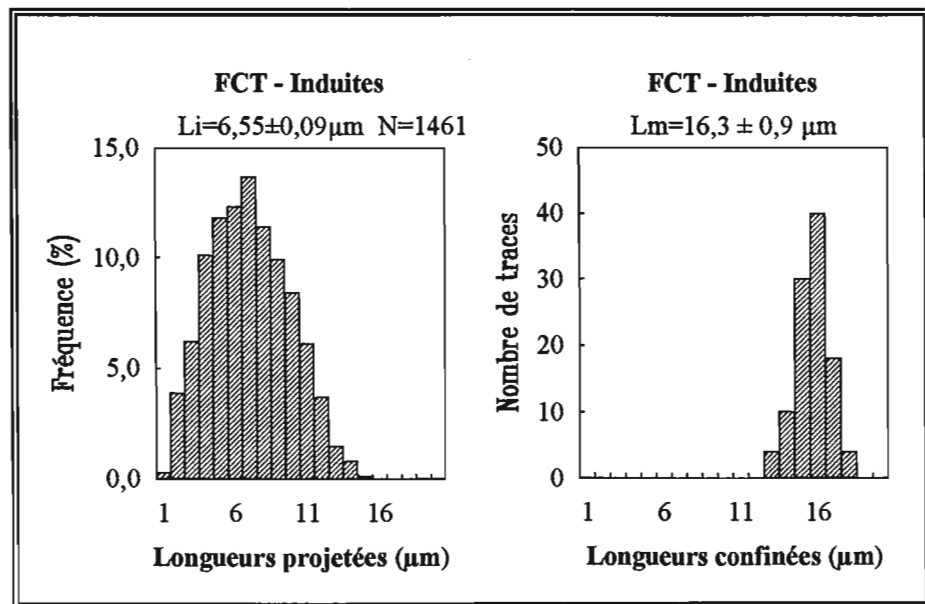


Figure I.13 - a) Distribution typique des longueurs confinées de traces induites. On observe une répartition très réduite des longueurs avec une longueur moyenne confinée $\approx 16,3 \pm 0,9 \mu\text{m}$ (Gleadow et al., 1986);
b) Distribution des longueurs projetées de traces induites; on observe un spectre plus large, avec des longueurs comprises entre 1 et 15 μm , la longueur moyenne projetée $\approx 6,5 \pm 0,8 \mu\text{m}$ (apatites FCT3 mesurée par Lelarge).

La forme de la distribution des longueurs de traces fossiles va dépendre du chemin parcouru par un échantillon dans l'espace temps-température. Dans la figure I.14.1, quatre parcours types sont représentés, pour des échantillons qui se trouveraient actuellement en surface, soit en $(0, T_{\text{surface}})$ sur la figure :

A : refroidissement très rapide, de type mise en place de roches volcaniques;

B : refroidissement progressif et monotone, pouvant illustrer un phénomène de surrection-érosion simple, sans modification du gradient géothermique. Dans le cas d'un refroidissement linéaire avec le temps depuis une température $T > T_0$, on considère que l'âge TF correspond à la température où 50% des traces sont enregistrées, soit au moment t_m du franchissement de l'intervalle $(T_0 - T_f)/2$. La température correspondante est appelée température de fermeture (Dodson, 1973).

C : refroidissement plus complexe avec une excursion (retour) dans la zone II avant le refroidissement final. Cette excursion pourrait être due soit :

- à une augmentation du gradient géothermique;
- à un métamorphisme de contact (intrusion);
- à un enfouissement sous une pile sédimentaire;
- à la circulation de fluides hydrothermaux;
- à des rejeux de failles à l'proximité de l'échantillon;
- à une combinaison quelconque de ces paramètres.

Dans ce cas, l'âge apparent TF est un âge de mélange qui n'a pas de signification géochronologique directe.

D : refroidissement semblable à C, mais où l'échantillon a pu séjourner plus ou moins longtemps dans une zone à $T > T_0$ très proche de la base de la zone II et ensuite est passé dans la zone III.

La distribution des longueurs de traces fossiles constitue une signature typique de ces différents parcours, comme le montre la figure I.14.2.

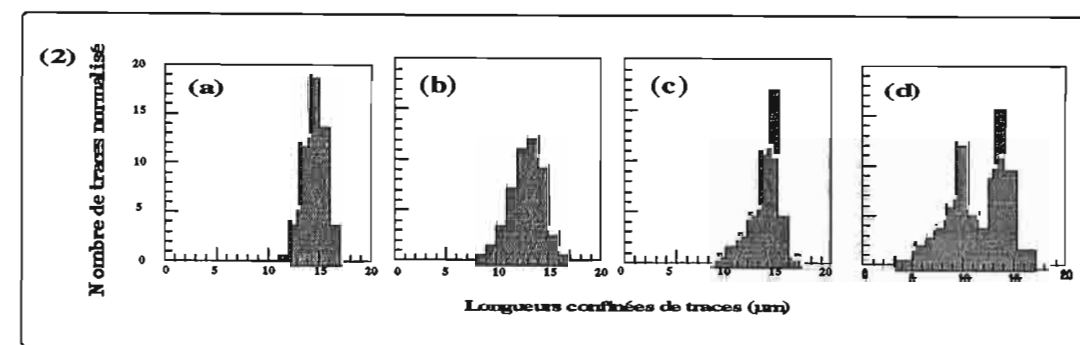
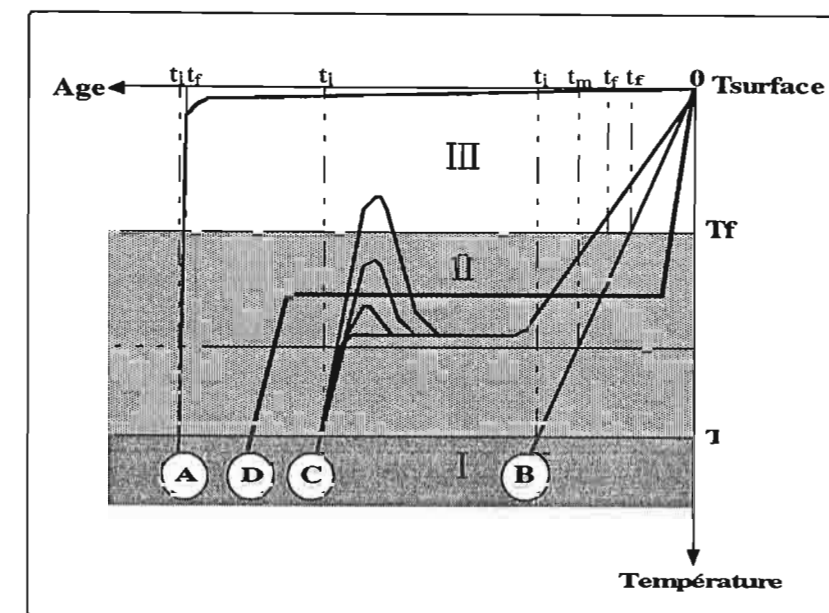


Figure I.14 - 1) Diagramme représentant les trois zones de stabilité de traces dans un espace temps-température ainsi que quatre chemins-type (A, B, C et D) suivis par des échantillons se trouvant dans la position $(0, T_{\text{surface}})$, aujourd'hui (D'après Wagner, 1990).

2) Histogrammes théoriques des distributions des longueurs de traces confinées fossiles pour les parcours A, B, C et D (fig.I.14.1):

a) distribution typique des longueurs confinées pour les apatites volcaniques ayant refroidi très vite; la longueur moyenne est 15 μm ; notons que cette distribution est très proche de celle des traces induites (Fig.I.13a) (D'après Dimitru, 1989);

b) distribution des longueurs confinées pour un échantillon dont le refroidissement a été lent et régulier depuis une température T_0 ; La longueur moyenne confinée est $\sim 13 \mu\text{m}$ (D'après Dimitru, 1989);

c) distribution des longueurs confinées pour des apatites ayant séjourné plus ou moins longtemps dans la zone de rétention partielle de traces; cette distribution mixte, plus étalée, présente des longueurs comprises entre 9 et 16 μm dont la moyenne peut être comprise entre 7-14 μm (D'après Dimitru, 1989);

d) distribution bimodale; cas particulier du chemin D (fig.I.14.1), d'un échantillon qui serait resté longtemps dans une zone proche de T_0 (représentée par les traces plus courtes) et ensuite refroidi jusqu'à franchir T_f (représentée par les traces plus longues) (D'après Gleadow et al., 1986).

6.1.a- Longueurs confinées

Dans le parcours A (Fig.I.14.1), la distribution des longueurs de traces serait très proche de celle des traces induites, le pic étant centré à $\approx 15 \mu\text{m}$ (Fig.I.14.2a) comme l'ont signalé Gleadow et al. (1986). Dans le cas B, la distribution des traces serait plus élargie du côté des traces courtes (Fig.I.14.1b), avec une longueur moyenne de l'ordre de 12,5 à 13,5 μm (Gleadow et al., 1986). Dans le cas C, la distribution pourrait être très élargie, d'autant plus que l'échantillon aurait séjourné plus au moins longtemps vers la base de cette zone. La longueur moyenne des traces peut dans ce cas se trouver $< 10 \mu\text{m}$ (Fig.I.14.2c). Enfin, dans le cas D, nous pouvons avoir soit une distribution semblable à celle du cas C, c'est à dire une distribution mixte, soit une distribution bimodale, signature typique dans un échantillon ayant séjourné longtemps dans la zone II à une température $T < T_0$ avec une accumulation de traces courtes et ensuite, étant passé dans la zone III où $T < T_f$ présentant une population de traces plus longues (Fig.I.14.2d).

6.1.b- Longueurs projetées

Les distributions de longueurs projetées sont également différentes selon le mode de refroidissement, avec à la fois diminution de longueur moyenne et de la fraction des traces longues ($> 10 \mu\text{m}$) qu'elles comportent (voir ci-dessous). Ces distributions de longueur peuvent être utilisées pour la correction des âges apparents lorsque $L_{238} < L_{235}$. Selon Storzer et al. (1985) et Meyer (1990) un parcours de type D (Fig.I.15) pourrait aussi se manifester par une distribution bimodale.

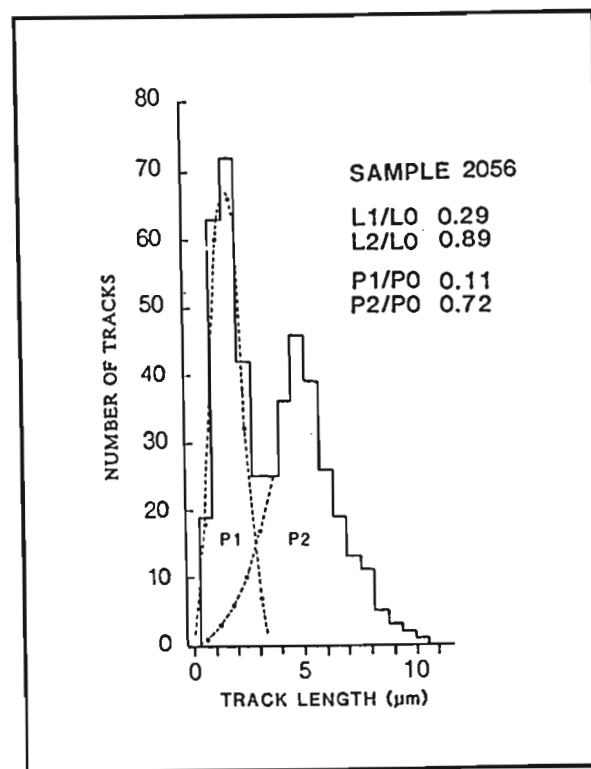


Figure I.15 - Distribution bimodale des longueurs projetées de traces, obtenu sur des apatites détritiques du bassin côtier du Gabon. L_0 , L_1 , L_2 , P_0 , P_1 et P_2 correspondent respectivement aux longueurs projetées de traces induites, fossiles de la population P1, fossiles de la population P2, la densité de traces fossiles sans recuit thermique, la densité de traces fossiles de la population P1 et celle de la population P2. (D'après Meyer et al., 1989).

6.2 - Correction des âges apparents :

Depuis 1969, plusieurs méthodes de correction des âges apparents ont été proposées, basées sur les rapports des longueurs fossiles et induites. Les trois modèles les plus utilisés sont :

- le modèle de Storzer et Wagner (1969);
- le modèle de Wagner (1988);
- le modèle de Green (1988).

6.2.a - **Modèle de Storzer et Wagner (1969)** :

L'âge apparent d'un échantillon est corrigé à partir de la comparaison des longueurs projetées des traces fossiles et induites. Tout d'abord, une courbe de correction expérimentale est établie à partir de mesures des réductions de densités et de longueurs projetées induites. Pour ce faire, une série d'échantillons ne contenant que des traces induites subissent des recuits successifs jusqu'à la disparition totale de ces traces. Les densités et les longueurs projetées sont mesurées après chaque recuit. Ainsi, l'on peut calculer une série de rapports de réduction de longueurs de traces projetées L/L_0 et des densités ρ/ρ_0 , où L et ρ correspondent aux longueurs et densités moyennes mesurées sur un échantillon ayant subi un recuit thermique et L_0 et ρ_0 aux longueurs et densités moyennes du même échantillon, mais sans recuit thermique. On établit donc une courbe de référence L/L_0 en fonction de ρ/ρ_0 (Fig.I.16). Lorsqu'ensuite on date un échantillon, on mesure son rapport L_f/L_0 où L_f correspond à la longueur moyenne projetée des traces fossiles et L_0 à la longueur moyenne projetée des traces induites. Ce rapport est reporté sur le graphique de la figure I.16 et l'on en déduit la valeur du paramètre x ($0 < x < 1$) de correction de l'âge apparent. Un âge corrigé est alors obtenu selon :

$$t_{\text{corrigé}} = t_{\text{apparent}} / x \quad (26)$$

L'âge ainsi corrigé correspondrait à l'âge du début de l'enregistrement des traces de fission dans l'échantillon.

Ce modèle est couramment utilisé pour les verres volcaniques (Bernardes et al., 1986) et les impactites (Storzer et Wagner, 1970; etc). Certains auteurs l'utilisent pour les minéraux comme Storzer et Selo (1985) et Meyer (1990).

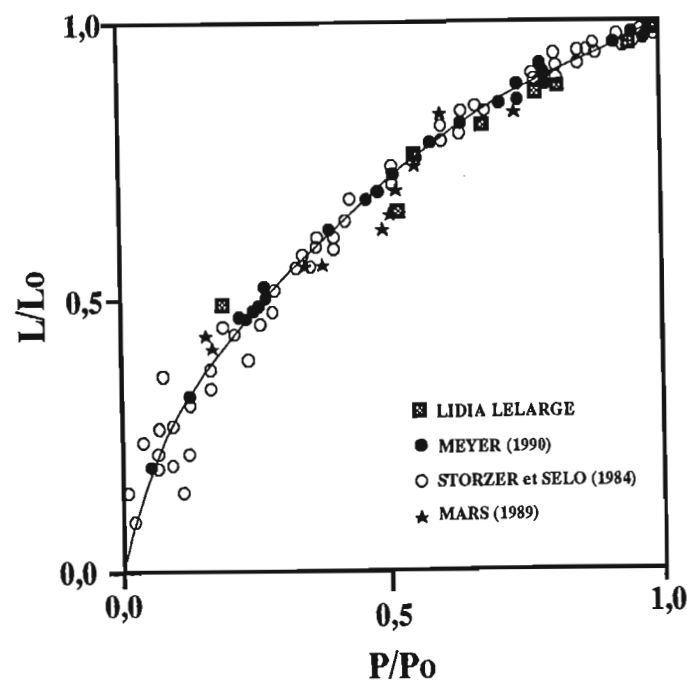


Figure I.16 - Diagramme établi par Meyer (1990). Il s'agit d'une relation entre le taux de réduction des densités ρ/ρ_0 et le taux de réduction des longueurs projetées de traces induites L/L_0 . Les points expérimentaux sont ceux de : cercles ouverts : Storzer et Selo (1984); cercles noirs : Meyer (1990); étoiles : Mars (1989). Les traces ont été révélées par ces observateurs dans les mêmes conditions, soit HNO_3 à 5%, 50 secondes à 20°C.

6.2.b - Modèle de Wagner (1988) :

D'après ce modèle, Wagner propose une distinction entre les traces fossiles enregistrées dans la zone de stabilité totale (zone III de la figure I.14.1) et celles enregistrées dans la zone de stabilité partielle (zones II de la figure I.14.1). Cet auteur, à partir de l'analyse des distributions de longueurs projetées de traces fossiles dans les apatites d'échantillons pris dans des forages, a observé que les traces de longueur projetée supérieure à 10 μm ne se rencontraient que dans la zone de stabilité «totale» des traces. Ainsi, la fraction de traces de longueur projetée >10 μm permettrait de dater le moment de refroidissement au-dessous de T_f . L'équation permettant d'obtenir cet âge, s'écrit :

$$C_s / C_i = t_f / t_{app}$$

C_s = fraction de traces fossiles de longueur > 10 μm ;

C_i = fraction de traces induites de longueur > 10 μm ;

t_f = âge de franchissement de l'isotherme correspondant au passage dans la zone I de stabilité totale des traces;

t_{app} = âge apparent mesuré pour un échantillon.

Ainsi l'on peut écrire :

$$t_f = (C_s / C_i) \times t_{app} \quad (27)$$

Ce modèle a été appliqué à un socle ancien (Wagner et al., 1989), et à l'étude du taux de surrection dans un secteur de la chaîne transantarctique (Wagner et al., 1990). Plus récemment Wagner et al. (1991) ont reconsidéré ce modèle pour les échantillons qui ont suivi une histoire de refroidissement linéaire du type B (Fig.I.14.1).

6.2.c - Modèle de Green (1988) :

Basé sur l'étude des apatites détritiques d'origine volcanique du Bassin d'Otway (SE de l'Australie), Green (1988) a établi une relation entre le taux de réduction des longueurs de traces confinées et la réduction des densités de traces. Cet auteur a observé que, pour un taux de réduction des longueurs inférieur à 20%, la relation longueur-densité est linéaire et l'on a une réduction de 1:1. Au delà de cette réduction des longueurs, les densités de traces se réduisent nettement plus vite que les longueurs confinées de traces. Ainsi, il propose une correction de l'âge apparent en effectuant une normalisation de la densité de traces fossiles. Cette normalisation consiste à multiplier la densité de traces fossiles ρ_{f0} par le rapport des longueurs confinées de traces induites et fossiles de l'échantillon étudié.

$$\text{Cette relation s'écrit : } \rho'_0 = \rho_{f0} \times L_{i0} / L_{f0} \quad (28)$$

ρ_{f0} = densité fossile de l'échantillon,

L_{i0} = longueur confinée de traces induites de l'échantillon,

L_{f0} = longueur confinée de traces fossiles de l'échantillon,

ρ'_0 = nouvelle densité normalisée par le rapport des longueurs de traces fossiles et induites.

Ensuite, un nouvel âge est calculé avec la densité de traces fossiles normalisée.

En fait, l'expérience a montré que la longueur confinée stable dans les apatites qui n'ont jamais été chauffées au-delà de 50°C, s'établissait à environ 14,5 μm , valeur mesurée dans les apatites volcaniques (Green, 1989). L'équation de correction d'âge s'écrit alors :

$$\rho' = \rho_f \times L_{fv} / L_{fv} \quad (29)$$

où L_{fv} et L_{fv} sont respectivement les longueurs confinées moyennes d'apatites volcaniques et celles de l'échantillon à dater.

Ce modèle, appliqué par Kamp et Green en 1991, vient d'être critiqué par N. Naeser (1992), sur la base de résultats non encore publiés, portant sur la cinétique d'effacement des traces.

CHAPITRE II
RESULTATS EXPERIMENTAUX :
CALIBRATIONS

INTRODUCTION

Comme nous l'avons mentionné précédemment, un âge TF requiert d'une part, une irradiation de l'échantillon à dater en réacteur nucléaire par neutrons thermiques et d'autre part, la détermination du facteur de géométrie g adapté à la technique (populations, détecteur externe, etc...) utilisée pour mesurer les densités des traces.

La nécessité d'irradier avec une fluence de neutrons thermiques de l'ordre de 10^{14} n/cm² à 10^{16} n/cm² impose un certain choix pour le réacteur à utiliser. Il faut aussi disposer de positions d'irradiations ayant un débit de dose d'au moins 10^{12} n/cm²/sec pour éviter des temps d'irradiation prohibitifs, ces positions devant être bien thermalisées. Il faut enfin que dans ces positions d'irradiations, les variations spatiales du flux de neutrons soient minimales. D'où la nécessité d'utiliser des réacteurs de recherche disposant d'une «bonne» colonne thermique dont nous devons vérifier les gradients spatiaux du flux neutronique.

La détermination d'un âge TF exige soit une détermination suffisamment juste et précise de la fluence utilisée (équation 8), soit la mesure fidèle et précise d'une grandeur qui lui est proportionnelle (équation 10). Nous avons opté dans ce travail pour la seconde option (calibration zeta) qui tend à se généraliser. Nous montrons d'abord son équivalence avec la première option (mesure de Φ).

Ce chapitre est donc consacré à l'exposé de nos résultats sur l'étude de positions d'irradiation, du facteur de géométrie g et la détermination du facteur de calibration ζ .

1 - CARACTERISATION DES POSITIONS D'IRRADIATIONS NEUTRONIQUES UTILISEES - VARIATIONS SPATIALES DU FLUX DE NEUTRONS :

Dans la partie active d'un réacteur nucléaire, le spectre d'énergie des neutrons est un spectre «blanc» (Fig.II.1), continu, dans lequel on distingue arbitrairement trois régions (Neutron Fluence Measurements, 1970) :

- la région des neutrons rapides: $E \geq 10^3$ eV
- la région des neutrons épithermiques: $10^{-1} < E < 10^3$ eV
- la région des neutrons thermiques: $10^{-3} \leq E < 10^{-1}$ eV

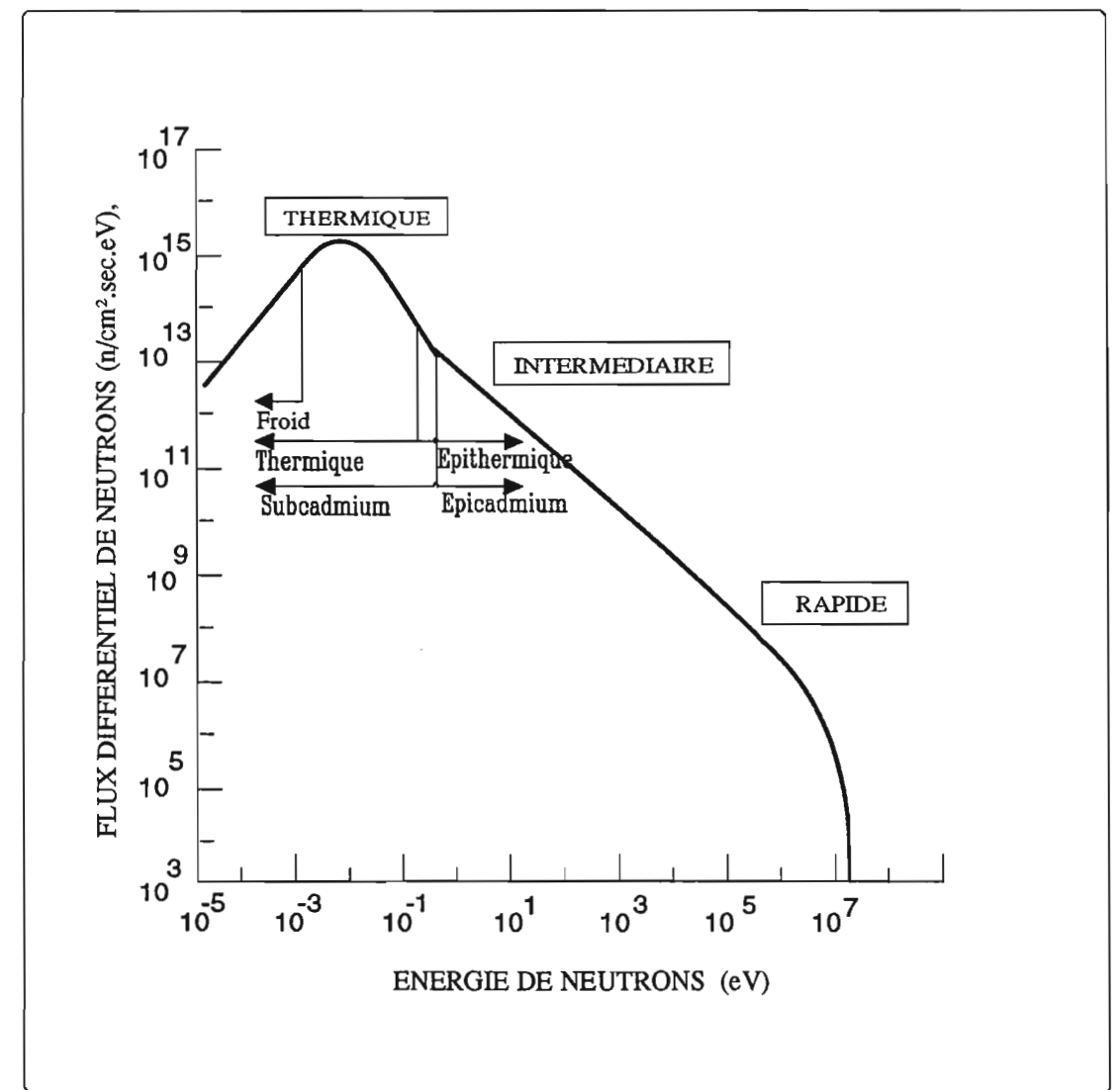


Figure II.1 - Spectre en énergie des neutrons de fission dans un réacteur nucléaire (D'après Neutron Fluence Measurements, 1970 et modifié dans ce travail).

Ces neutrons provoquent par capture, à des degrés divers, la fission d'isotopes lourds, notamment ^{232}Th , ^{238}U et ^{235}U . Par contre, dans la région thermique, seul ^{235}U fissionne par capture neutronique. On est donc conduit à rechercher des réacteurs équipés d'une position d'irradiation au sein d'une «colonne thermique» (bloc de graphite ou réservoir d'eau lourde) dans laquelle le spectre d'énergie des neutrons est exprimé par une distribution de Maxwell-Boltzman, c'est à dire où les vitesses sont régies par la loi des gaz parfaits. L'agitation des neutrons est alors fonction seulement de la température. Ainsi, à 20,44 °C, leur vitesse moyenne est de 2200 m/s et leur énergie moyenne de 0,025 eV.

La «qualité» des neutrons dans une position d'irradiation peut être caractérisée par un paramètre: le rapport Cadmium. Le «rapport Cadmium» (R_{Cd}) permet de caractériser le flux de neutrons thermiques et de neutrons épithermiques et rapides lors d'une irradiation en réacteur. Il est défini comme le rapport entre l'activité induite mesurée dans un moniteur lorsque ce dernier n'est pas entouré de cadmium, et l'activité obtenue lorsque le même moniteur est entouré d'une feuille de cadmium. Le moniteur sans feuille de cadmium est exposé aux neutrons de toutes énergies, alors que le moniteur entouré de cadmium est exposé seulement aux neutrons épithermiques et rapides. Considérons A_{tot} l'activité du moniteur non couvert d'une feuille de cadmium et $A_{\text{épi}}$ l'activité du moniteur enrobé de cadmium; alors R_{Cd} (Neutron Fluence Measurements, 1970) :

$$R_{\text{Cd}} = A_{\text{tot}} / A_{\text{épi}}$$

La gamme d'énergie correspondant à cette «coupure Cadmium» entre l'énergie des neutrons thermiques et l'énergie des neutrons épithermiques et rapides est comprise entre 0,5 et 0,7 eV (Fig. II.1). Selon Green et Hurford (1983), si l'on considère un rapport U/Th=1, pour qu'il y ait dans un échantillon moins d'1% de fissions induites «parasites», c'est à dire produites sur ^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th par des neutrons épithermiques et rapides, on doit disposer de positions d'irradiation possédant des rapports Cd respectivement supérieurs à 3, 24 et 48 pour des moniteurs en Au, Co et Cu.

Nous avons étudié deux positions d'irradiation se situant aux extrêmes de cette gamme :

- la position E3 du réacteur IPEN-CNEN de l'Université de Sao Paulo (Brésil), caractérisée par un rapport Cd du moniteur en Au d'environ 5 (Bigazzi et al. 1988a);
- la position P1 du réacteur ORPHEE du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (France), caractérisée par les rapports Cd des moniteurs en Au et Co de 3280 et 12097 respectivement (Carpéna et Mailhé, 1987).

1.1 - Aspects expérimentaux :

L'analyse des éventuelles variations latérales et verticales du flux de neutrons dans le furet d'irradiation a été effectuée à partir des mesures des densités de traces de fission induites dans les détecteurs externes associés à des pastilles de verre standard dont les teneurs en uranium sont homogènes. Les verres utilisés, dont quelques caractéristiques sont données dans le tableau II.1, proviennent des séries 962 et 963 du National Institute of Sciences and Technology (NIST) des Etats Unis (Carpenter, 1984). Les détecteurs externes, mica muscovite et kapton, ont des teneurs en uranium inférieures à celles des verres utilisés, par un facteur d'au moins 1000 pour les verres 963 et 10000 pour les verres 962.

Dosimètre	[U] ppm	($^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$)	[Th] ppm
SRM 962*	37,38 ± 0,08	0,2392	37,79 ± 0,08
SRM 963	0,823 ± 0,002	0,2792	0,748 ± 0,006

Tableau II.1 - Teneurs en U et Th et composition isotopique en uranium dans les moniteurs NIST utilisés (D'après Carpenter, 1974). 962* : ce verre est quelquefois libellé 612, au lieu de 962. Il s'agit cependant du même matériel, les pastilles 962 ne représentant que du matériel 612 conditionné pour la vente.

Pour le montage de ces détecteurs, toutes les manipulations sont effectuées avec des gants chirurgicaux. Dans un premier temps, les moniteurs sont lavés à l'eau distillée et à l'acétone. Ensuite, pour chaque moniteur, nous avons utilisé deux détecteurs externes (mica muscovite et/ou kapton) adjacents à chacune de ses faces. Les micas muscovites ont été clivés à l'aide d'un scalpel et les faces internes ainsi obtenues ont été juxtaposées à la pastille de verre. Puis, l'ensemble moniteur+détecteurs a été scellé dans un sachet en polyéthylène.

Le furet d'irradiation est un boîtier cylindrique dont le diamètre varie, dans les réacteurs utilisés, entre 20 mm et 25 mm et la longueur, entre 50 mm et 100 mm. Les moniteurs préparés comme il a été décrit précédemment sont maintenus en position «axiale» dans un furet d'irradiation, et si le diamètre le permet, également en position «radiale», comme le montrent les figures II.2 et II.3. Ils sont maintenus en place par un remplissage de laine de silice qui ne s'active pas au cours de l'irradiation (fluences de l'ordre de 10^{15} n/cm²).

Après irradiation, les détecteurs externes sont attaqués chimiquement afin de révéler les traces induites enregistrées. Dans notre laboratoire, la révélation des traces de fission d'uranium sur les micas muscovites est effectuée à l'aide d'une solution d'acide fluorhydrique (HF) 40%, avec une température contrôlée de 20°C pendant 70 minutes. Les traces de fission dans le kapton sont révélées avec

une solution de NaOCl (14%) + NaCl (12%), à ébullition pendant 8 minutes. Tous les comptages de traces pour la dosimétrie neutronique ont été effectués systématiquement dans les mêmes conditions, en lumière réfléchie sur un microscope optique (LEITZ orthoplan), avec un objectif x100 à sec et des oculaires x10.

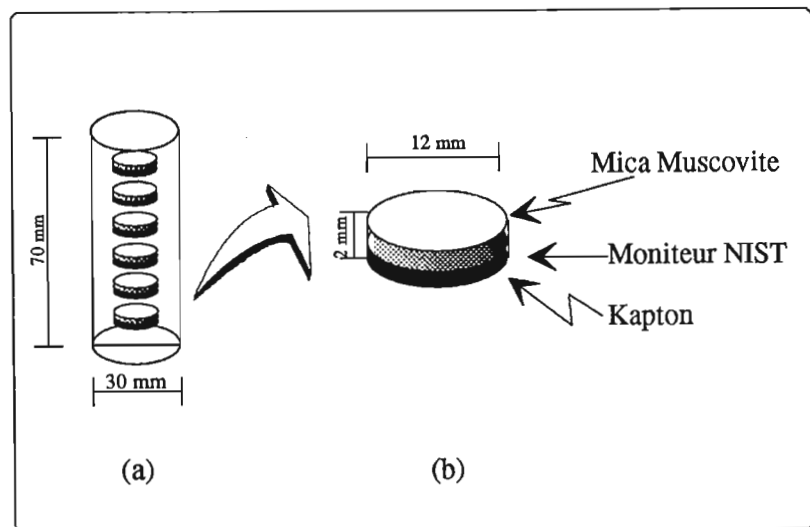


Figure II.2 - (a) Schéma de la disposition des moniteurs dans le furet d'irradiation; lorsque des échantillons sont irradiés, ils sont intercalés entre les moniteurs; (b) détail du montage du moniteur avec ses détecteurs: mica muscovite et kapton.

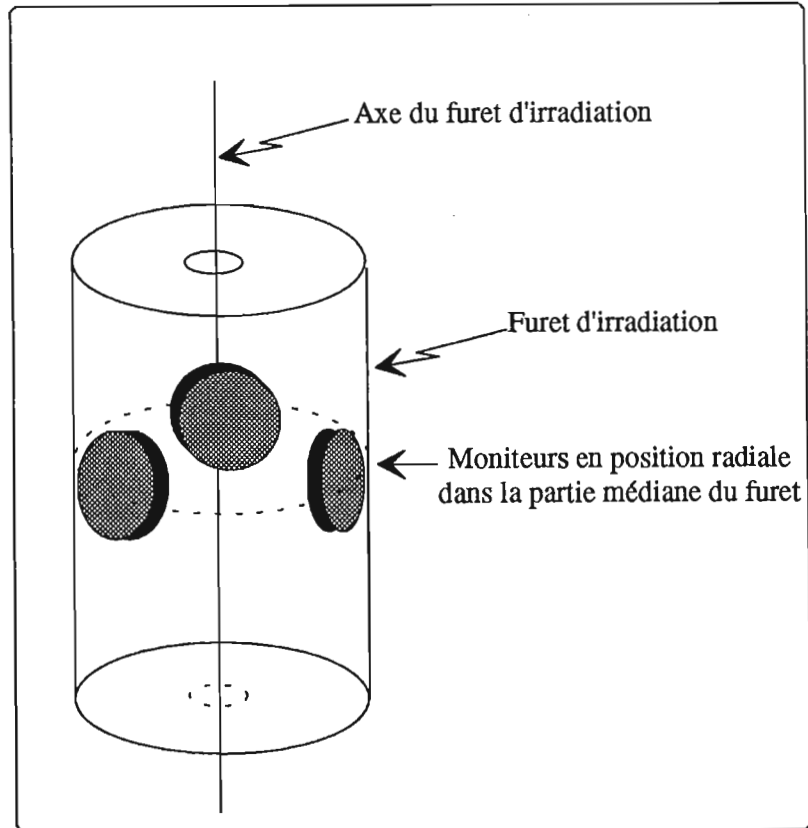


Figure II.3 - Schéma de la disposition des moniteurs en position «radiale» dans le furet d'irradiation.

1.2 - Résultats :

Nous avons procédé à 12 irradiations : 11 à ORPHEE et 1 à IPEN/CNEN. Par ailleurs, nous avons repris et complété l'analyse de deux irradiations effectuées dans le Réacteur à Haut Flux (RHF) de l'Institut Laue Langevin de Grenoble dont les premiers résultats avaient déjà été présentés par Mansour (1991).

Les résultats analytiques ont été regroupés en 14 tableaux présentés en Annexe B, sous les numéros B1 à B14. Pour chaque comptage de détecteur externe, nous avons calculé une fluence conventionnelle Φ et pour chaque irradiation, une fluence conventionnelle moyenne $\Phi = \Phi_i/n$ où n est le nombre de mesures de Φ_i . Les valeurs conventionnelles de la fluence caractéristique de chaque type de moniteur (962 et 963), sont à un facteur près égales à la valeur réelle du flux de neutrons thermiques. Les valeurs Φ pour toutes ces irradiations ont été compilées dans le tableau II.2 et reportées dans la figure II.4. Il apparaît que les mesures de fluences obtenues à partir des verres 962 et 963 en utilisant le mica muscovite comme détecteur externe sont concordantes à 2σ . Trois irradiations ont été étalonnées avec seuls les moniteurs 962 et chacune des pastilles de verre utilisées insérée entre deux moniteurs dont l'un était un mica muscovite et l'autre un kapton. On constate que si les fluences obtenues sur les détecteurs mica muscovite et kapton sont bien concordantes dans un cas (irradiation 91-2), elles ne le sont plus que marginalement dans deux autres cas (irradiations 91-3 et 91-4). D'autres irradiations seront nécessaires afin de déterminer précisément l'équivalence du kapton et du mica muscovite pour la dosimétrie neutronique.

Les figures II.5 à II.15 illustrent les variations spatiales du flux de neutrons thermiques par la variation du rapport Φ_i/Φ en fonction de la position des moniteurs NIST dans les furets. Quelle que soit la valeur réelle de la fluence de neutrons thermiques, ses variations spatiales sont correctement exprimées par la variation des fluences conventionnelles normalisées Φ_i/Φ . Les résultats sont discutés ci-dessous pour les réacteurs considérés.

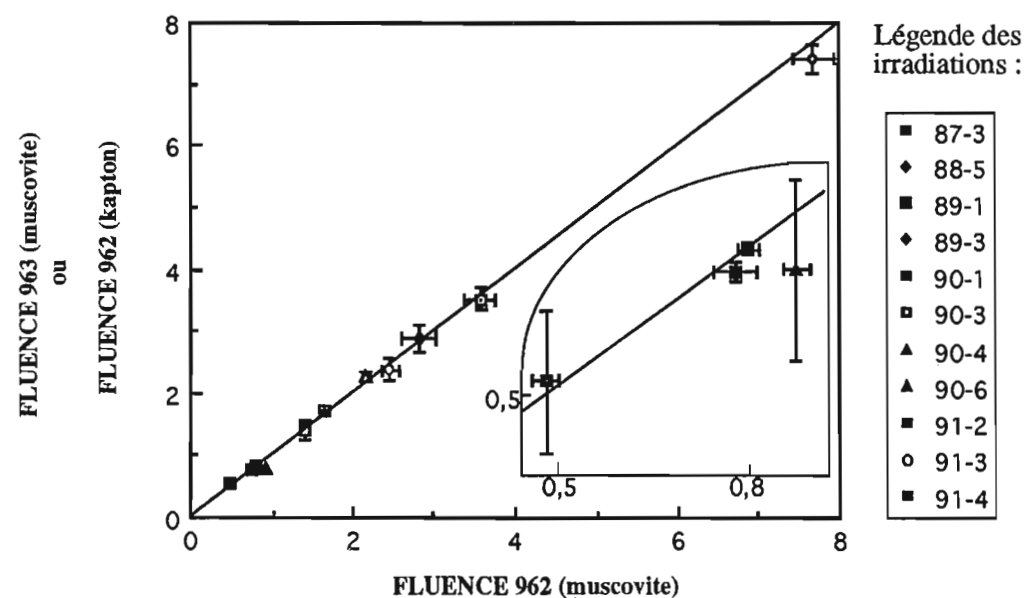


Figure II.4 - Comparaison entre les fluences conventionnelles déduites des densités de traces induites mesurées dans les détecteurs externes associés aux moniteurs NIST 962 et 963. Les barres d'erreurs correspondent à $\pm 2\sigma$.

N° Irradiation	Réacteur	Moniteur	Détecteur	Nd	$\rho \pm 1\sigma$ $\times 10E5$ (tr/cm ²)	$\Phi_i \pm 1\sigma$ $\times 10E15$ (n/cm ²)
87-1	RHF	962 (11)	Muscovite (36)	92887	*2,184	*1,14
87-3	RHF	962 (3)	Muscovite (8)	19670	6,74 ± 0,035	3,56 ± 0,03
		963 (2)	Muscovite (3)	3452	0,174 ± 0,002	3,53 ± 0,06
88-4	IPEN-CNEM	962 (3)	Muscovite (21)	554749	3,525 ± 0,015	1,86 ± 0,02
88-5	ORPHEE	962 (5)	Muscovite (10)	28383	5,463 ± 0,320	2,76 ± 0,02
		912 (3)	Muscovite (5)	15528	5,737 ± 0,201	3,03 ± 0,02
		963 (1)	Muscovite (1)	789	0,152 ± 0,005	3,09 ± 0,11
89-1	ORPHEE	962 (6)	Muscovite (10)	30044	0,919 ± 0,005	0,48 ± 0,04
		963 (1)	Muscovite (2)	782	0,027 ± 0,009	0,55 ± 0,05
89-3	ORPHEE	962 (2)	Muscovite (4)	11426	14,547 ± 0,136	7,68 ± 0,13
		963 (1)	Muscovite (2)	4476	0,040 ± 0,007	7,41 ± 0,11
90-1	ORPHEE	962 (1)	Muscovite (2)	8207	1,516 ± 0,016	0,80 ± 0,01
		963 (2)	Muscovite (4)	3439	0,040 ± 0,007	0,81 ± 0,01
90-3	ORPHEE	962 (5)	Muscovite (8)	25599	2,638 ± 0,016	1,39 ± 0,01
		963 (3)	Muscovite (5)	3010	0,068 ± 0,001	1,40 ± 0,08
90-4	ORPHEE	962 (5)	Muscovite (9)	22424	1,658 ± 0,011	0,87 ± 0,11
		963 (3)	Muscovite (4)	2509	0,037 ± 0,007	0,80 ± 0,10
90-5	ORPHEE	962 (5)	Muscovite (9)	23985	2,166 ± 0,013	1,14 ± 0,02
90-6	ORPHEE	962 (1)	Kapton (5)	12994	4,094 ± 0,035	2,16 ± 0,02
		963 (2)	Kapton (9)	5046	0,106 ± 0,002	2,16 ± 0,02
91-2	ORPHEE	962 (4)	Muscovite (5)	14934	1,474 ± 0,009	0,79 ± 0,01
			Kapton (2)	6725	1,463 ± 0,018	0,77 ± 0,01
91-3	ORPHEE	962 (3)	Muscovite (5)	18471	4,528 ± 0,172	2,39 ± 0,04
			Kapton (6)	14360	4,656 ± 0,104	2,46 ± 0,02
91-4	ORPHEE	962 (3)	Muscovite (5)	10397	3,278 ± 0,032	1,73 ± 0,02
			Kapton (5)	13859	3,098 ± 0,026	1,63 ± 0,02

Tableau II.2 - Données globales sur les irradiations utilisées dans ce travail. Les données analytiques détaillées sont en Annexe B (tableaux B1 à B14).

Colonne moniteur : entre parenthèses (nombre de moniteurs utilisés); les moniteurs 962 et 612, qui sont de même fabrication (c.f. Tab.II.1) sont regroupés sous le nom générique de 962;

Colonne détecteur : nom du type de moniteur et entre parenthèses (nombre de comptages effectués); ce nombre peut être supérieur à celui des détecteurs en raison de comptages multiples dans certains cas (c.f. Annexe B);

Nd : nombre total de traces comptées sur l'ensemble des détecteurs;

ρ : densité moyenne de traces induites dans les détecteurs externes;

Φ : fluence conventionnelle;

* : dans cette irradiation, les 11 moniteurs répartis sur 70mm, révèlent un gradient axial de 1%/cm (Fig.II.5). Il n'a donc pas été calculé les précisions sur la densité moyenne de traces induites et sur la fluence;

La précision sur la densité moyenne de traces induites dans une irradiation ainsi que sa fluence conventionnelle moyenne ont été calculées de deux manières :

- soit selon : $\bar{\sigma} = \sigma / (n)^{1/2}$

où n est le nombre de mesures effectuées (colonne 3, dans les tableaux en annexe B) et σ est la déviation standard de ces mesures;

- soit selon une loi de Poisson : $\sigma_p = X / (N)^{1/2}$

où X est la densité (colonne 6) ou la fluence (colonne 7), et N le nombre total de traces comptées (colonne 5). La valeur adoptée pour l'incertitude est :

- $\bar{\sigma}$ si $\bar{\sigma} > \sigma_p$

- σ_p si $\bar{\sigma} < \sigma_p$

Dans environ 50% des irradiation, $\bar{\sigma} < \sigma_p$, ce qui indique à la fois une grande homogénéité de la distribution de l'uranium dans les moniteurs, une bonne identification des traces par l'expérimentateur et la constance spatiale du flux de neutrons.

Lorsque $\bar{\sigma} \Rightarrow \sigma_p$, il demeure toujours (d'après résultats non publiés) tel que $\bar{\sigma} < 2\sigma_p$.

Légendes des figures II.5 à II.15

Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour les 11 irradiations considérées dans ce travail. En abscisse sont représentées les positions des détecteurs le long de l'axe des furets. Les valeurs de Φ_i / Φ et leurs abscisses sont celles des tableaux B1 à B11 (Annexe B). Les valeurs entourées d'un pointillé sont celles des moniteurs en position « radiale » (c.f. Fig.II.3). Les zones en grisé représentent respectivement les bandes de largeur $\Phi_i / \Phi \pm 1\sigma$ et $\Phi_i / \Phi \pm 2\sigma$ (déviation standard). Les mesures de Φ_i obtenues sur les détecteurs associés aux moniteurs 963 dont le nombre N de traces était inférieur à 1000 ont été mises entre parenthèses.

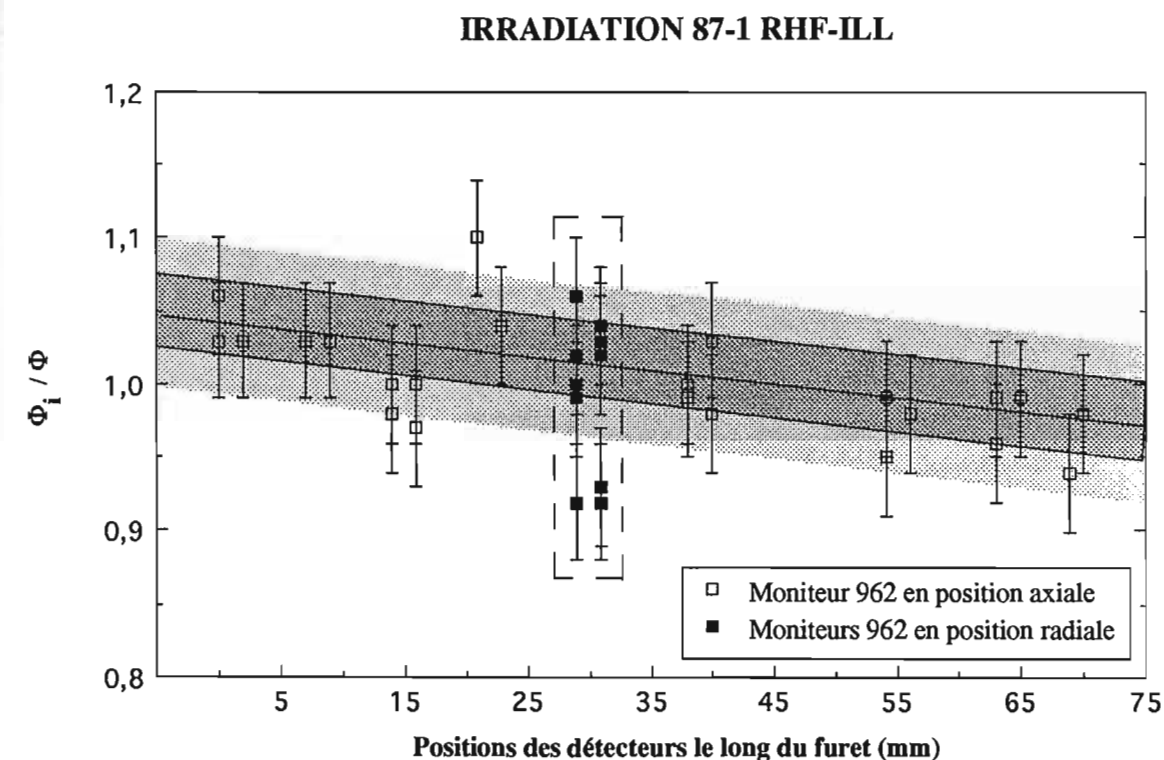


Figure II.5

IRRADIATION 87-3 RHF-ILL

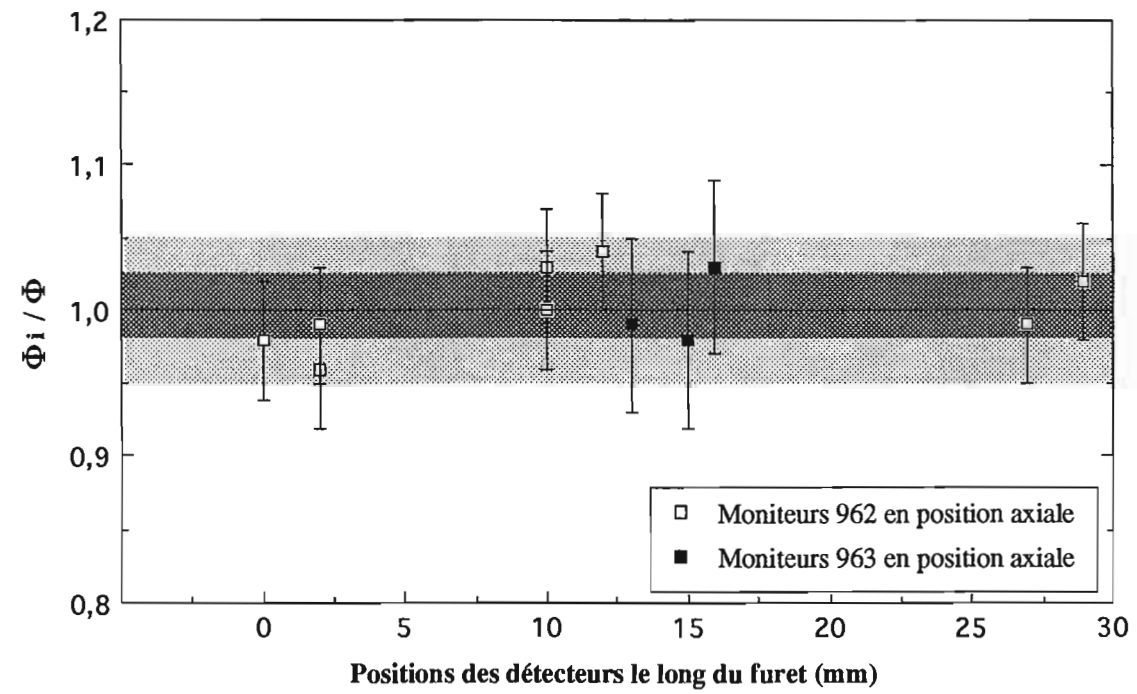


Figure II.6

IRRADIATION 88-4 IPEN-CNEN

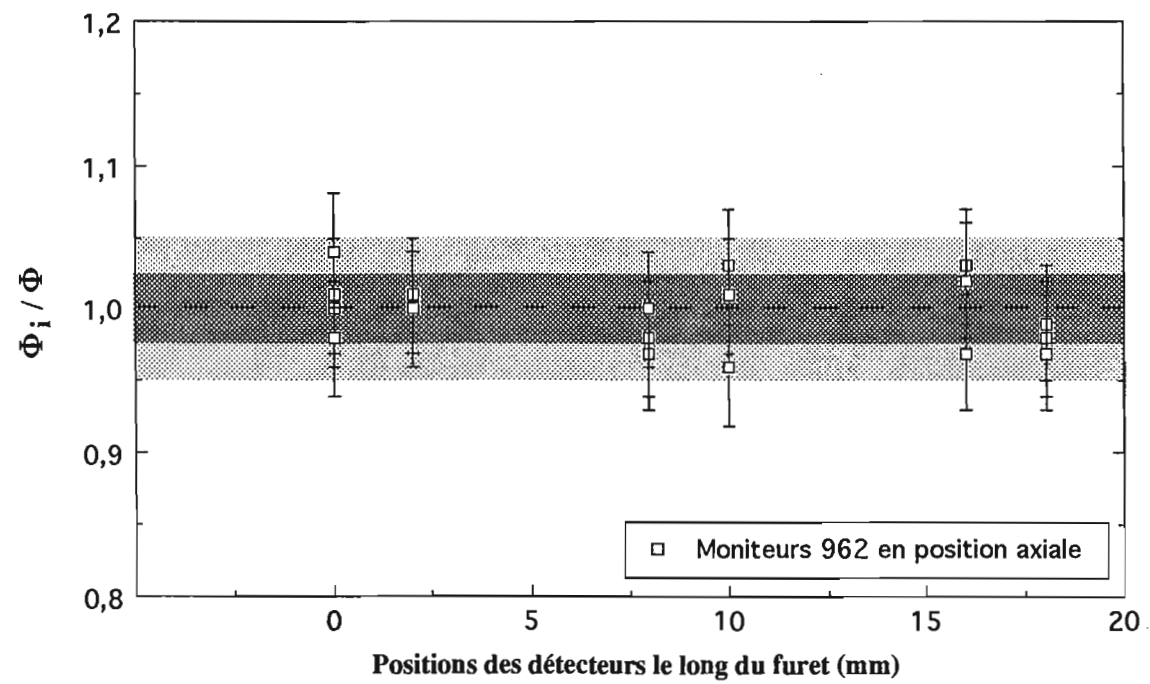


Figure II.7

IRRADIATION 88-5 ORPHEE-SACLAY

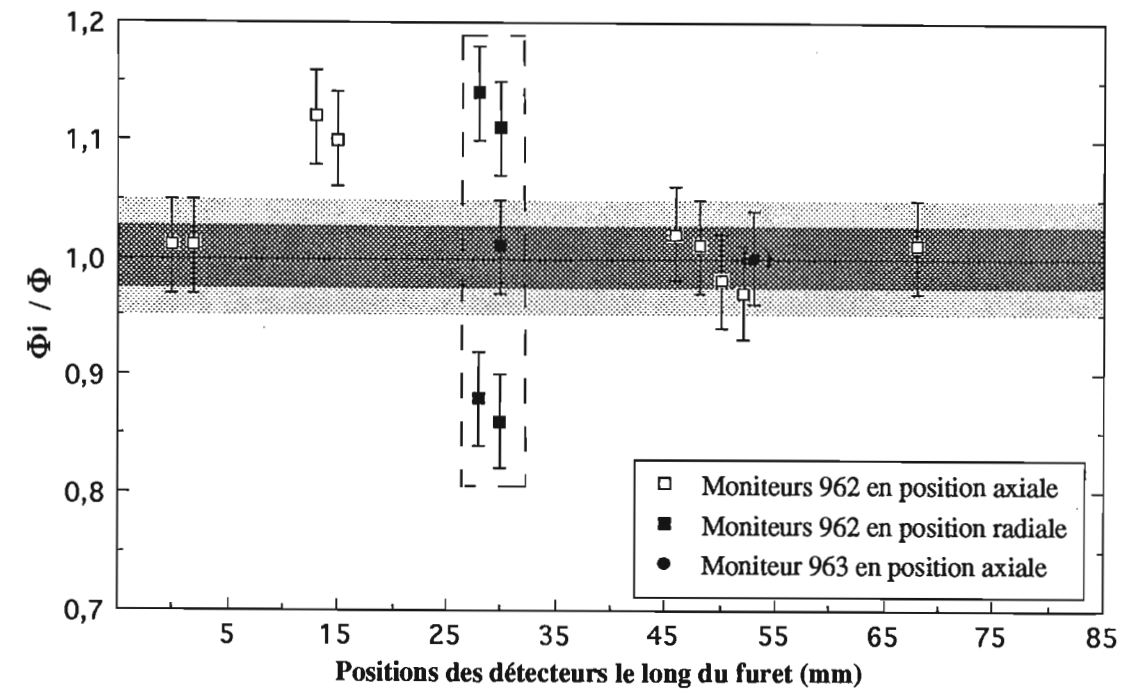


Figure II.8

IRRADIATION 89-1 ORPHEE-SACLAY

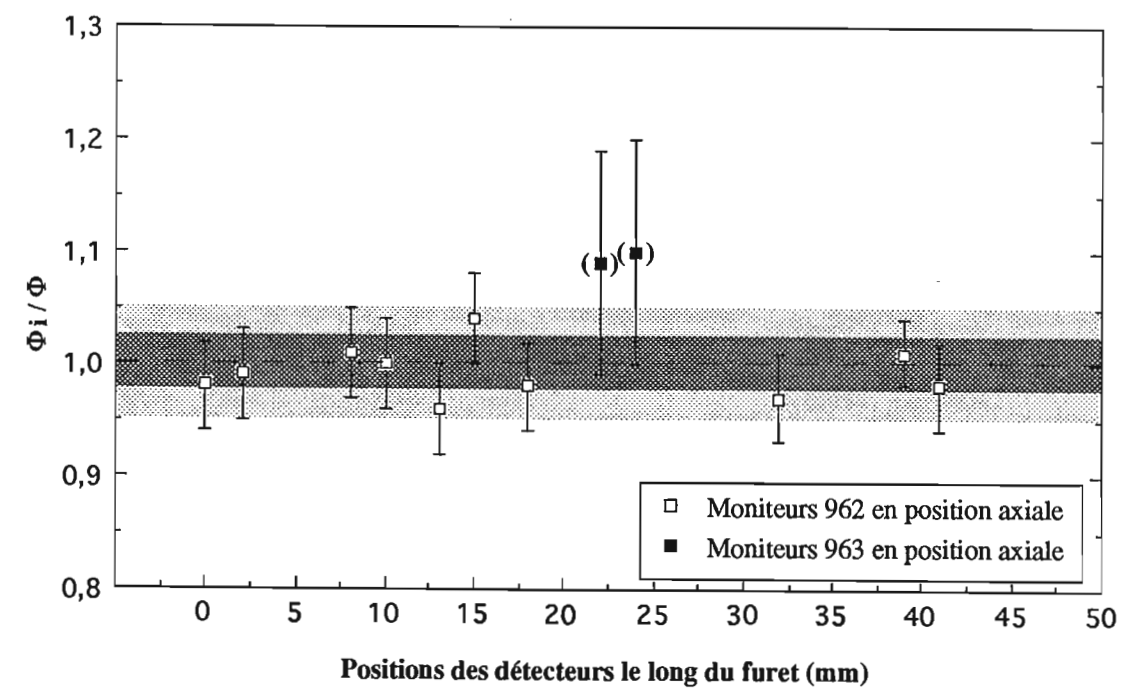


Figure II.9

IRRADIATION 89-3 ORPHEE-SACLAY

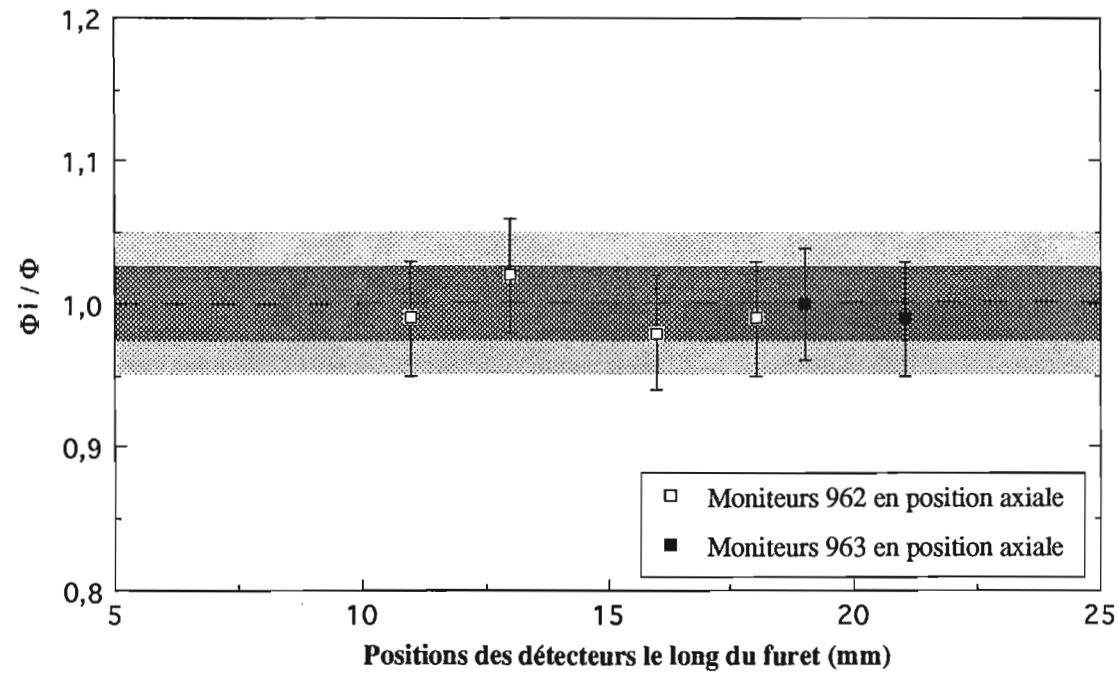


Figure II.10

IRRADIATION 90-1 ORPHEE-SACLAY

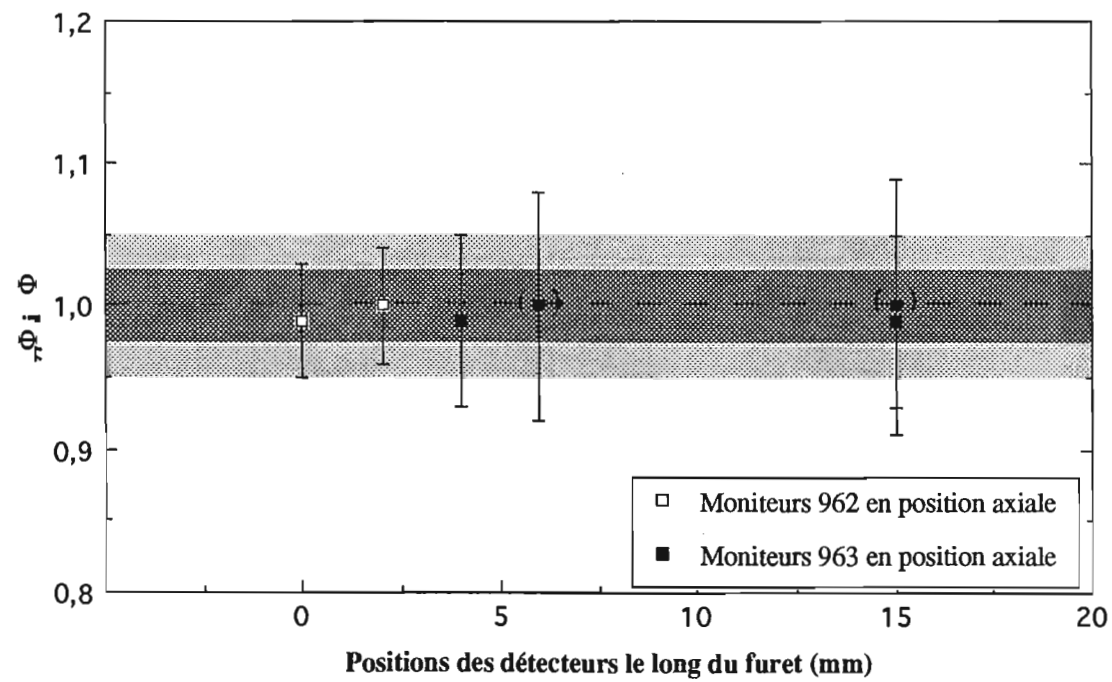


Figure II.11

IRRADIATION 90-3 ORPHEE-SACLAY

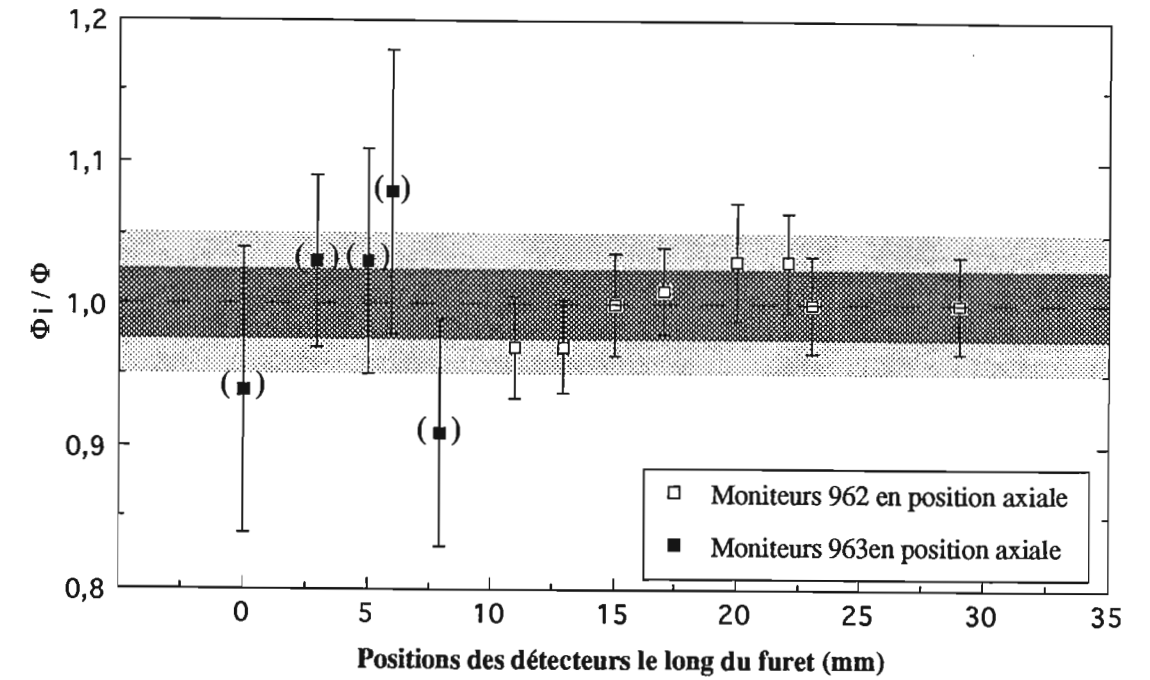


Figure II.12

IRRADIATION 90-4 ORPHEE-SACLAY

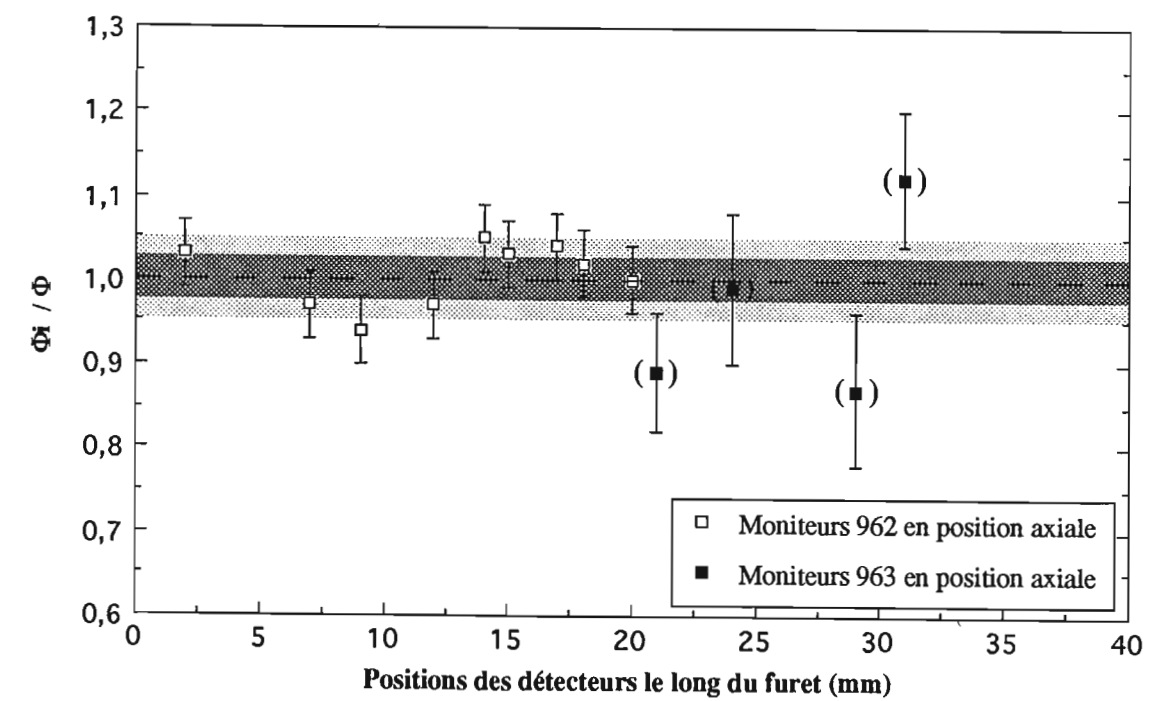


Figure II.13

IRRADIATION 90-5 ORPHEE-SACLAY

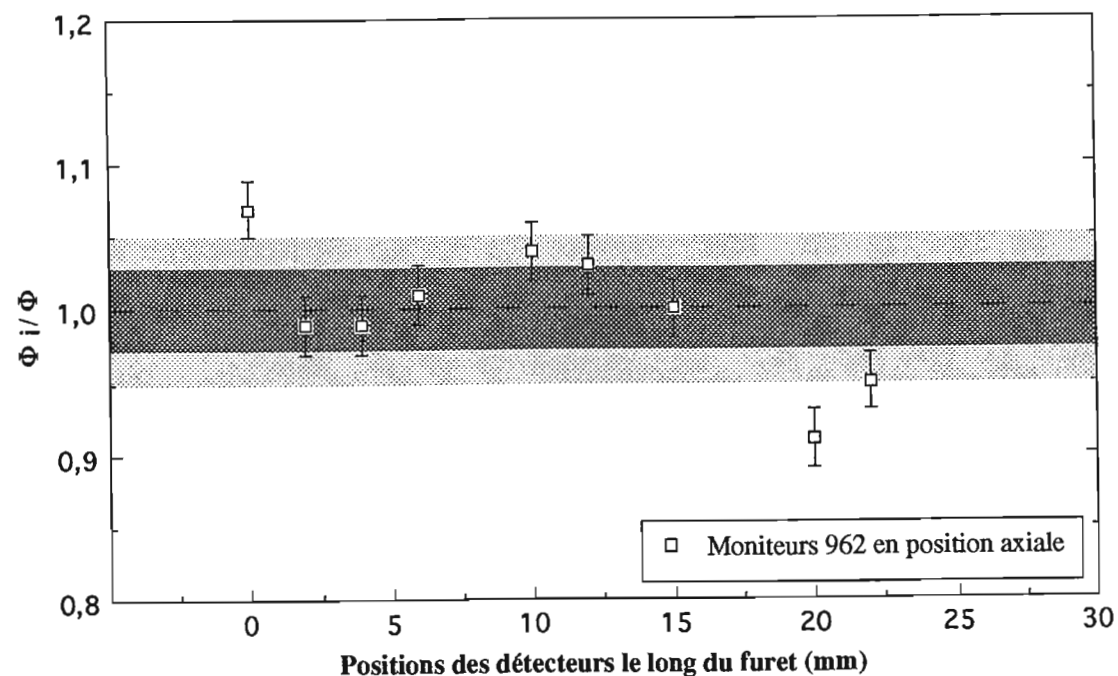


Figure II.14

IRRADIATION 90-6 ORPHEE-SACLAY

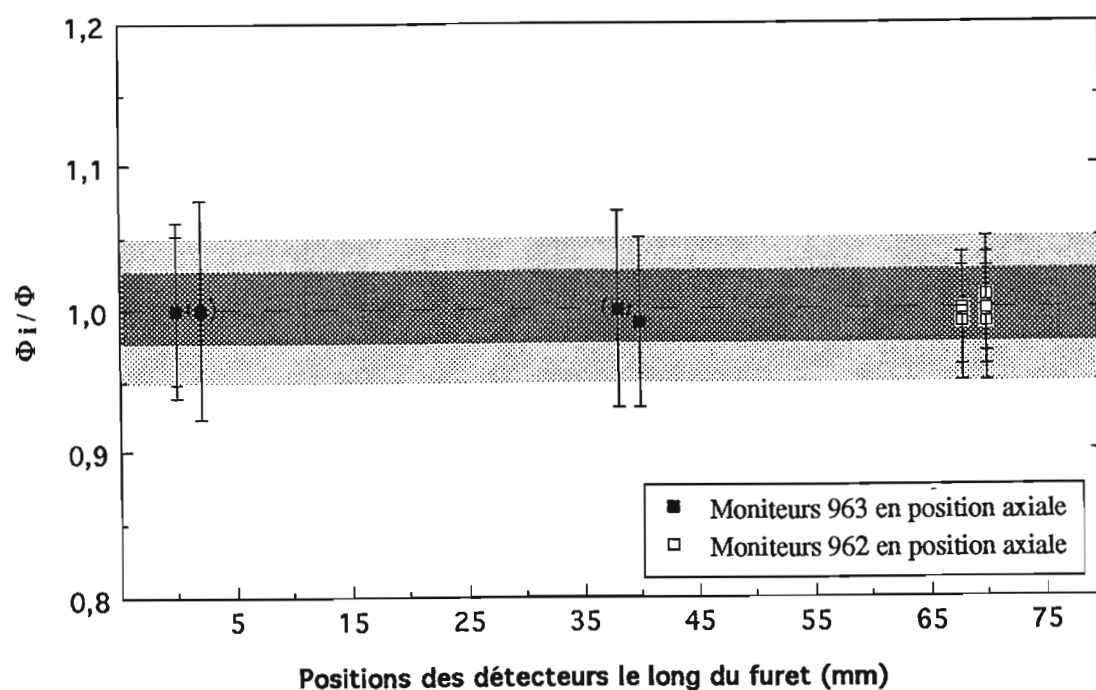


Figure II.15

1.2.a- Résultats sur les variations spatiales de la fluence neutronique dans la position P1 du réacteur nucléaire Orphée : (Figs. II.7 à II.14)

Onze irradiations ont été effectuées dans la position P1 du réacteur Orphée. Le furet d'irradiation possède un diamètre et une longueur utiles de respectivement 20 mm et 70 mm, le long duquel sont disposés les moniteurs en position axiale, chaque disque étant lui-même perpendiculaire à l'axe du furet. Dans la position médiane du furet, 3 autres moniteurs ont été disposés en position radiale (Fig. II.3).

Seule l'irradiation 88-5 a été essentiellement consacrée à l'étude des variations spatiales du flux de neutrons. Cinq moniteurs 962 et un moniteur 963 ont été disposés en position axiale et trois moniteurs 962 en position radiale (Fig. II.8).

Nous avons continué à contrôler les variations spatiales de la fluence neutronique pour les irradiations de datation effectuées à Orphée, toutefois seulement en ce qui concerne la position axiale (Fig. II.9 à II.15).

Pour deux irradiations (88-5 et 90-6: Fig. II.8 et Fig. II.15), les moniteurs ont été distribués de façon à occuper la longueur totale du furet.

Moniteurs 962 :

De l'examen des Figs. II.8 à II.15, il ressort qu'aucun gradient axial mesurable n'affecte la position P1 du réacteur Orphée. En général, toutes les mesures de Φ_i pour une irradiation, sont concordantes à 2σ ($1\sigma \cong 2\%$). Dans l'irradiation 90-4, trois mesures, relatives à 2 moniteurs, ne sont compatibles avec la valeur moyenne de l'irradiation qu'à 3σ .

Dans l'irradiation 88-5, les deux mesures relatives au moniteur 612-4 diffèrent d'environ 10% des autres mesures de fluence axiale. Nous pensons que le moniteur lui-même n'est pas en cause: son comportement dans d'autres irradiations [par exemple : 90-3 et 91-3 (tableaux B7 et B13)] est identique à celui d'autres moniteurs. On doit mentionner ici que, lorsqu'un moniteur est entouré de deux feuillets de micas, les faces appliquées contre le moniteur sont les deux surfaces «internes» obtenues par clivage d'une plaquette de muscovite. Un bruit de fond de traces fossiles dû à une teneur localement plus élevée en uranium se manifesterait donc par un même excès de densité de traces sur les deux détecteurs de micas associés à un moniteur. Bien qu'une inhomogénéité locale, d'environ 10%, du flux de neutrons ne soit pas à exclure, le comportement des micas 612-4 pourrait donc ne résulter que de l'intervention d'un «bruit de fond» anormal de traces fossiles.

La variation radiale du flux de neutrons thermiques dans P1 peut être estimée à partir des données des 3 moniteurs situés en position «externe» (Fig. II.3) dans l'irradiation 88-5. Elle semblerait être de l'ordre de 9%/cm.

La variation spatiale du flux de neutrons thermiques dans P1 avait déjà été étudiée par la méthode des traces par Meyer (1990) qui avait conclu à une variation axiale de 3%/cm et radiale de 8%/cm. Alors que Meyer avait étudié avec un certain détail les variations radiales du flux, son étude des

variations axiales était relativement préliminaire. Nos résultats établissent que, sur 11 irradiations, pratiquées de 1988 à 1991, aucune variation axiale de la fluence n'est décelable dans le furet d'irradiation de la position P1. Par contre, nous pensons confirmer les données de Meyer en ce qui concerne les variations radiales.

Moniteurs 963 :

Les mesures de Φ_i , avec ces moniteurs, apparaissent plus dispersées pour deux raisons: d'une part, étant donné leur faible teneur en uranium, les densités de traces sont inférieures d'un facteur ≈ 40 à celle des moniteurs 962; d'autre part, la distribution de l'uranium paraît moins homogène que dans les moniteurs 962.

Sur 7 irradiations où des moniteurs 962 et 963 étaient présents, les fluences conventionnelles Φ_{962} et Φ_{963} sont en accord à $\pm 4\%$ pour six d'entre elles et à 8% pour la dernière. Dans ce dernier cas, la différence entre les deux types de moniteurs est toutefois compatible à 2σ , avec l'incertitude calculée pour la fluence Φ_{963} .

Nous avons observé que la différence entre les dosimétries Φ_{962} et Φ_{963} pouvait pour une large part, être ramenée à moins de 5% si le nombre n de mesures effectuées sur les moniteurs 963 était tel que $n > 1000$ (tableaux en annexe B et autres résultats non publiés).

1.2.b - Résultats sur les variations spatiales de la fluence neutronique dans la position E3 du réacteur IPEN-CNEN : (Fig. II.7)

Une seule irradiation a été effectuée dans la position E3 du réacteur Ipen-Cnen de l'Université de Sao Paulo. Nous avons réparti trois moniteurs 962 en position axiale, le long de 20 mm du furet d'irradiation. Vingt et un comptages ont été réalisés (3 observateurs) pour les 6 détecteurs associés aux moniteurs 962 (Tableau B.3). Les résultats, très consistants entre eux, n'indiquent aucun gradient axial (Fig. II.7).

1.2.c - Résultats sur les variations spatiales de la fluence neutronique dans la position P1 du réacteur RHF - Mélusine : (Fig. II.5 et Fig.II.6)

L'irradiation 87-1 (Fig. II.5) dont les résultats ont été commentés en partie par Mansour (1991) révèle un gradient axial du flux de neutrons de $1\%/cm$ et un gradient radial d'environ $10\%/cm$.

Les résultats de l'irradiation 87-3 (Fig. II.6) semblent en contradiction avec l'existence d'un gradient axial. Dans ce cas, les moniteurs ne sont disposés axialement dans le furet que sur 30 mm, ce qui est insuffisant pour révéler l'existence d'un gradient de flux de neutrons de $1\%/cm$ (par exemple, cf. Fig. II.5).

1.3 - Conclusion :

Dans les colonnes thermiques des réacteurs utilisés, nous avons observé soit un gradient axial nul, soit un gradient axial faible et variant linéairement. Lorsque des moniteurs sont placés en position externe par rapport au diamètre total des furets d'irradiation, un gradient radial non négligeable est observé. Ceci impose, lors des irradiations des échantillons pour la datation, d'empiler les échantillons et les moniteurs en position axiale, soit par exemple, les irradiations 87-3 (RHF), 89-3 (ORPHEE) et 88-5 (IPEN-CNEN), où les moniteurs ont été répartis le long d'environ 20 mm et occupant environ 12 mm de diamètre.

2 - DETERMINATION DU FACTEUR DE GEOMETRIE g :

Quelle que soit la forme opérationnelle de l'équation d'âge (équations (8) et (14), chapitre I), elle se présente toujours selon :

$$t = 1/\lambda_a \ln [1 + A (\rho_s/\rho_i) \rho_d g] \quad (29)$$

où A est une constante qui prend différentes valeurs selon le type de calibration utilisée (Chap. I.3.1.b - *Cas de la méthode trace de fission*). Le facteur de géométrie g qui corrige le rapport des densités fossiles et induites de l'équation d'âge TF citée ci-dessus, ne dépend que de la technique de datation utilisée et doit être, pour une certaine procédure expérimentale, défini une fois pour toutes. Dans la technique des populations, traces fossiles et induites sont mesurées dans les mêmes conditions et $g=1,00$. Dans la technique du détecteur externe telle que nous l'avons utilisée, nous devons comparer la densité de traces fossiles obtenue sur une face interne du cristal, donc dans une géométrie d'irradiation de 4π stéradians, à celle des traces induites dans le détecteur externe où l'irradiation ne provient que d'un demi-espace (c.f. Fig. I.9). De plus, les efficacités de révélation ne sont pas forcément les mêmes pour le détecteur externe et le matériel à dater. Le paramètre g ne peut dans ce cas être obtenu qu'au moyen d'une calibration interne. Il dépend à la fois de la nature du détecteur et des conditions expérimentales adoptées.

2.1 - Aspects expérimentaux et résultats :

Le principe de la mesure de g est résumé dans la figure II.16. Après avoir suffisamment chauffé l'échantillon pour éliminer toutes les traces fossiles, il est inclus dans une pastille de résine, poli et un détecteur externe lui est juxtaposé. L'ensemble est irradié en réacteur nucléaire. Au retour, on révèle les traces dans le détecteur externe et éventuellement sur la face exposée du cristal. Appelons $\rho_{2\pi d}$ et $\rho_{2\pi}$ les densités de traces correspondantes.

On abrase à nouveau l'échantillon de façon à éliminer une couche de matière d'épaisseur au moins égale au parcours d'un fragment de fission. Après polissage et révélation, on obtient une densité de traces induites $\rho_{4\pi}$. Le facteur de géométrie recherché g est égal à :

$$g = \rho_{2\pi d} / \rho_{4\pi} \quad (30)$$

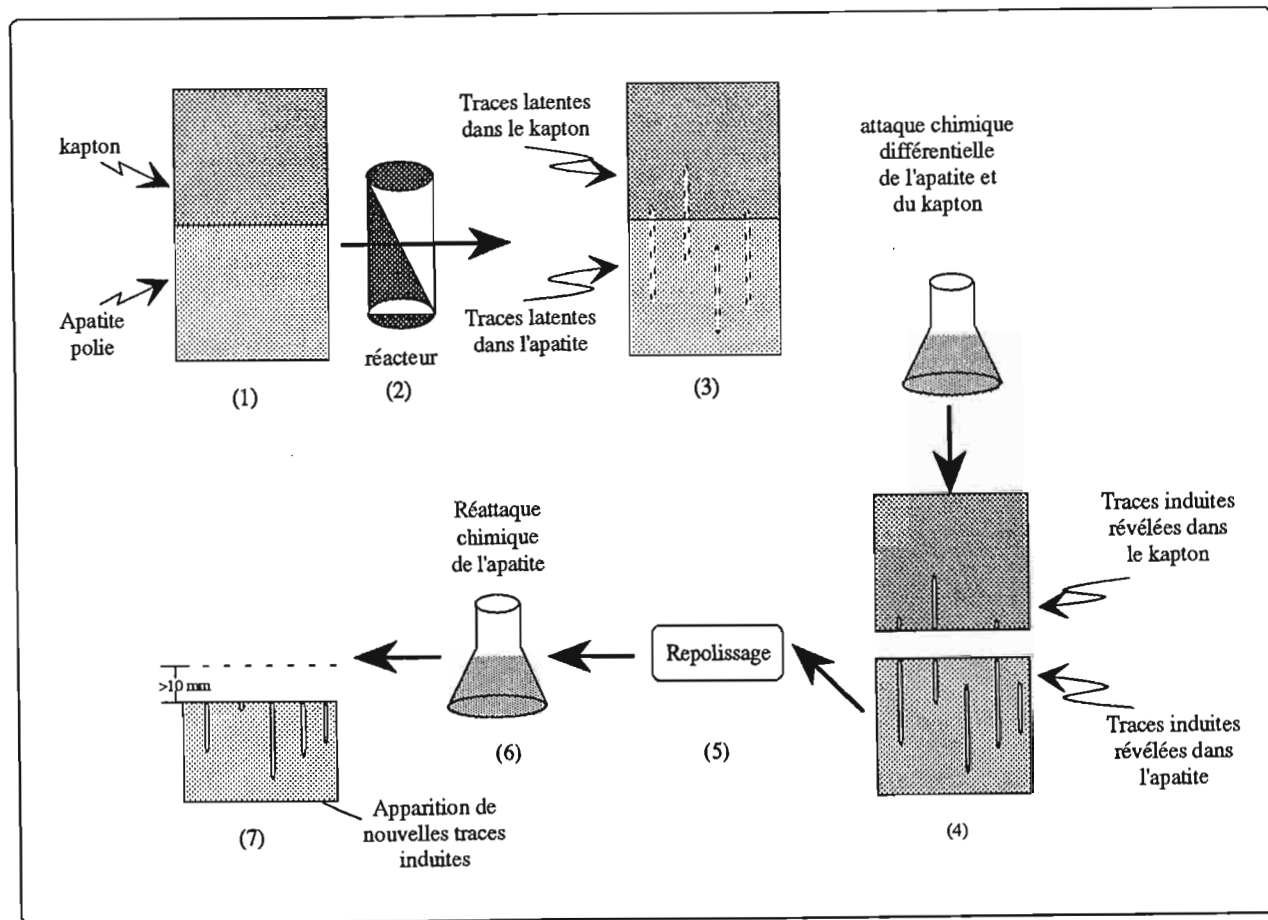


Figure II.16 - Représentation schématique de la procédure suivie pour la détermination du facteur de géométrie g (kapton) : (1) montage de l'apatite dans une résine, polissage et puis association au détecteur externe; (2) la préparation est irradiée par des neutrons thermiques en réacteur nucléaire; (3) les traces induites latentes sont présentes dans l'apatite et dans le kapton, mais ne sont pas encore visibles; (4) après attaque chimique, les traces sont révélées, permettant de déterminer les densités de traces induites dans l'apatite et dans le kapton selon une géométrie de 2π stéradians; (5) on procède à un repolissage de l'apatite d'au moins $10\mu\text{m}$ afin d'exposer les traces se trouvant en profondeur; (6) et (7) après une réattaque de l'apatite, la densité de traces induites est déterminée suivant une géométrie de 4π stéradians.

Nous avons déterminé g à partir de fragments d'un cristal d'apatite de Durango (Mexique) taillé parallèlement à l'axe cristallographique C. Dans l'apatite, les traces ont été observées avec un objectif à immersion $\times 100$ et des oculaires $\times 10$ comme pour tous les échantillons du présent travail. Pour le kapton, différentes conditions d'observation optique ont été testées : objectif $\times 100$ à immersion, objectif $\times 80$ à sec et objectif $\times 160$ à sec, toujours avec des oculaires $\times 10$.

Le tableau II.3 résume nos résultats. Trois densités de traces de fission induites dans le détecteur externe (kapton) ont été obtenues en fonction des conditions expérimentales. Ces densités ne diffèrent entre elles que de moins de 3% et n'apparaissent pas, dans les limites de leur précision, comme significativement différentes. Comme dans la suite de ce travail nous avons toujours mesuré les densités de traces avec un objectif $\times 160$ à sec, la valeur de g que nous avons adoptée est celle de $0,49 \pm 0,02$. Pour deux échantillons (PRCA-1 et JARN-2) nous avons utilisé $g = 0,51 \pm 0,02$, car la surface des kaptons associés étant très détériorée il s'est avéré nécessaire d'utiliser l'huile à immersion pour déterminer les densités de traces induites.

On observe également dans le tableau II.3 que kapton et apatite semblent avoir le même facteur d'enregistrement η (c.f. équation (7), Chap. I.3.b) pour les traces de fission, car le rapport g' des densités mesurées dans le kapton et la face polie de l'apatite à laquelle il était fixé pendant l'irradiation, n'est pas différent de 1 (colonne g').

On remarque également que le rapport des densités de traces G entre une surface externe et une surface interne parallèle à C d'un cristal d'apatite est égal à 0,5. Cette valeur n'est pas évidente *a priori* puisque par exemple, sur une face externe, il ne saurait y avoir des traces de longueur inférieure à $L/2$ (où L est la longueur complète d'une trace), alors que sur une face interne, toutes les longueurs entre 0 et L sont possibles. La valeur de G doit donc être $\geq 0,50$.

Conditions d'observation	$\rho_{2\pi}$ $\times 10E5$ (tr/cm ²)	$\rho_{4\pi}$ $\times 10E5$ (tr/cm ²)	$\rho_{2\pi d}$ $\times 10E5$ (tr/cm ²)	G $\rho_{2\pi} / \rho_{4\pi}$	g $\rho_{2\pi d} / \rho_{4\pi}$	g' $\rho_{2\pi d} / \rho_{4\pi}$
Obj. $\times 100$ à immersion	$3,19 \pm 0,07$ [1119]	$6,24 \pm 0,07$ [4754]	$3,18 \pm 0,05$ [2829]	$0,51 \pm 0,02$	$0,51 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,03$
Obj. $\times 160$ à sec	*	*	$3,08 \pm 0,05$ [2073]	*	$0,49 \pm 0,02$	$0,97 \pm 0,03$
Obj. $\times 80$ à sec	*	*	$3,17 \pm 0,04$ [2418]	*	$0,51 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,03$

Tableau II.3 - Valeurs des facteurs de géométrie G , g et g' obtenus à partir d'un échantillon de Durango; $\rho_{2\pi d}$ = densité de traces mesurées sur le détecteur externe (géométrie 2π stéradians); $\rho_{2\pi}$ = densité de traces mesurées sur une face «externe», parallèle à l'axe C de l'apatite (géométrie 2π stéradians); $\rho_{4\pi}$ = densité de traces mesurées sur une face «interne», parallèle à l'axe C de l'apatite (géométrie 4π stéradians). Les valeurs [4754]= nombre de traces comptées; En grisé = la valeur de g adoptée dans ce travail (voir texte).

2.2 - Comparaison avec les valeurs de g utilisées dans d'autres laboratoires :

La quasi-totalité des laboratoires qui datent les apatites par la technique du détecteur externe, utilisent le mica muscovite comme détecteur. Dans ce cas, lorsque l'on travaille sur des faces polies de cristaux d'apatites qui sont parallèles à l'axe cristallographique C, les valeurs de g sont proches de 0,5. Ainsi, Green et Durrani (1978) donnent des valeurs de g pour l'apatite comprises entre $0,49 \pm 0,02$ et $0,56 \pm 0,02$; Gleadow et Lovering (1977) obtiennent $0,51 \pm 0,02$, Hurford et Green (1983) une valeur moyenne de 0,50 et Y. Gazizawa (1983) 0,52. Ces derniers n'indiquent pas la précision de leurs valeurs.

Afin de comparer notre g (kapton) au g (muscovite), nous avons, dans les irradiations 91-2 à 91-4, équipé chaque moniteur NIST d'une feuille de kapton sur une face et d'une feuille de muscovite sur l'autre face, en guise de détecteurs externes (Tableau II.4). On observe (colonne g') que les rapports des densités de traces dans le kapton et le mica muscovite sont presque toujours égaux à 1 à $\pm 2\sigma$ près. La moyenne des 8 valeurs de g' s'établit à $1,01 \pm 0,04$ (1 erreur standard). Nous en concluons que, dans nos conditions expérimentales, muscovite et kapton ont le même comportement en tant que détecteurs externes. Il n'est donc pas surprenant que notre g (kapton) soit égal au g (muscovite), soit en pratique $g=0,50$.

Irradiation	Dosimètres	$\rho 2\pi$ (kapton) x 10E5 (tr/cm ²)	$\rho 2\pi$ (mica) x 10E5 (tr/cm ²)	$\rho(k)/\rho$ (m) g'	Observateur
91-2	612-5	1,47 ± 0,03 [2897]	1,53 ± 0,03 [3021]	0,96 ± 0,03	1
	962-a4	1,45 ± 0,03 [2861]	1,46 ± 0,03 [2881]	0,99 ± 0,03	1
	*	1,46 ± 0,03 [2561]	1,46 ± 0,03 [2522]	1,00 ± 0,03	2
91-3	612-3	4,70 ± 0,08 [3106]	4,54 ± 0,08 [3002]	1,04 ± 0,03	1
	962-6	4,50 ± 0,08 [2975]	4,51 ± 0,08 [2980]	0,99 ± 0,03	1
	612-4	4,62 ± 0,08 [3055]	4,26 ± 0,08 [2818]	1,08 ± 0,03	1
	962-7	4,82 ± 0,08 [3185]	4,60 ± 0,09 [2433]	1,05 ± 0,03	1
	612-5	4,65 ± 0,08 [3075]	4,73 ± 0,08 [3127]	0,98 ± 0,03	1

Tableau II.4 - Comparaison entre les densités de traces obtenues respectivement dans le kapton et le mica muscovite associés à une même pastille de verre dosimètre NIST, lors de deux irradiations effectuées à Orphée. [3075] = nombre de traces comptées. Observateurs : (1) Erika Labrin et (2) M. Lidia Lelarge.

3 - LA CALIBRATION ZETA (ζ) :

La calibration du paramètre zeta est une approche relative de la dosimétrie neutronique, proposée dès 1972 par Fleischer et Hart et mise en oeuvre par Hurford et Green (1981a, 1981b, 1982, 1983). Comme nous l'avons vu au chapitre précédent (Chap.I.3.1.b - *Cas de la méthode traces de fission*), l'équation d'âge TF (14) peut s'écrire sous la forme :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \ln [(ps/pi) (\lambda_\alpha \zeta \rho_d g) + 1]$$

où un âge apparent peut être déterminé à partir de trois mesures de densités de traces, lorsque le paramètre ζ est connu. Si l'on dispose d'un échantillon étalon d'âge connu t_{std} , il devient alors possible expérimentalement de déterminer ζ à partir de l'équation d'âge ré-écrite sous la forme de l'équation (13) (Chap.I.3.1.b) :

$$\zeta = [\exp (\lambda_\alpha t_{std} - 1)] / \lambda_\alpha (ps / pi)_{std} \rho_d g$$

où : ps, pi et pd sont respectivement les densités de traces fossiles et induites du standard géologique et la densité de traces induites du moniteur utilisé; t_{std} est l'âge du standard géologique et g, le facteur de géométrie.

Connaissant λ_α , ayant déterminé g et disposant d'échantillons standards d'âge connus, nous sommes en mesure de connaître ζ . Pour les apatites, il existe essentiellement 2 étalons d'âges : les roches volcaniques du Fish Canyon Tuff et de Durango.

3.1 - Les standards géologiques :

Les minéraux du Fish Canyon Tuff (FCT3) sont originaires des montagnes San Juan au sud du Colorado, USA. Ce tuff comporte quatre phases datables par K-Ar : sanidine, biotite, hornblende et plagioclase. Ces quatre phases minérales ont été datées par Steven et al. (1967) et Hurford et Hammerschmidt (1985). Ces auteurs ont trouvé que les quatre espèces minérales présentaient des âges concordants entre eux, dont la valeur moyenne s'établissait respectivement à $27,9 \pm 0,9$ Ma et $27,4 \pm 0,5$ Ma. Ces auteurs ont obtenu un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite de $27,46 \pm 0,50$ Ma. L'âge de référence recommandé par la sous-commission de géochronologie de l'IUGS (International Union of Geological Sciences), pour les échantillons du Fish Canyon Tuff est de $27,9 \pm 0,7$ Ma (Hurford, 1990).

Les apatites de Durango proviennent de Cerro de Mercado, Durango, Mexique. Il s'agit d'une fluorapatite de qualité gemme dont l'âge de référence obtenu par K-Ar sur feldspath est de $31,4 \pm 0,5$ Ma (Naeser et Fleischer, 1975).

3.2 - Aspects expérimentaux et résultats :

Apatites du Fish Canyon Tuff :

Ces apatites, en raison de leur granulométrie (# 100 µm), ont été traitées par la technique des populations (Chap.I.4.1) où $g=1,00$. Des cristaux du FCT ont été irradiés dans trois réacteurs : ORPHEE, RHF et le réacteur LENA de Pavie, les dosimètres utilisés étant les verres 962 et/ou 963 du NIST. Les résultats des quatre irradiations effectuées pour la détermination de ζ_{962} et ζ_{963} sont donnés dans les tableaux II.5 et II.6.

Les densités de traces de fission fossiles et induites ont été obtenues par comptage en lumière transmise sur un microscope optique (Leitz Biomed) avec un objectif x100 à immersion et des oculaires x10.

Moniteurs 962 :

J'ai procédé à sept mesures de ζ_{962} à partir du matériel provenant de deux irradiations (un montage compté deux fois, l'autre cinq fois). Toutes ces mesures sont compatibles entre elles à 2σ et leur moyenne pondérée s'établit à $316,34 \pm 5,32$.

Six autres membres du laboratoire de Grenoble et G. Bigazzi, de l'Institut de Géochronologie de Pise, ont effectué sept autres mesures à partir de deux irradiations, dont l'une de celles que j'ai utilisées. Toutes leurs mesures sont compatibles entre elles et leur moyenne pondérée étant de $310,73 \pm 5,31$, est en excellent accord avec la mienne. Ainsi, dans la suite de ce travail, la valeur de ζ_{962} adoptée correspond à la moyenne pondérée de ces 14 mesures, soit $313,54 \pm 3,75$ (Tab.II.5, Fig.II.17).

Moniteurs 963 :

De la même façon que précédemment, nous pouvons observer que mes quatre déterminations de ζ_{963} avec une moyenne pondérée de $12115,78 \pm 231,19$, sont indistinguables de celles obtenues par six autres expérimentateurs, dont la moyenne pondérée est de $12367,78 \pm 195,79$. J'ai donc adopté à la suite de ce travail, la valeur ζ_{963} pondérée sur les 16 mesures, de $12262,53 \pm 149,41$ (Tab.II.6).

Apatites de Durango :

L'apatite de Durango a été traitée par la technique du détecteur externe (Chap. I.4.2) avec $g=0,49$, la surface de polissage utilisée étant parallèle à l'axe cristallographique C, et le détecteur externe, le kapton. Elle a été également traitée par la technique du détecteur interne ($g=1,00$).

La technique du détecteur interne s'apparente à celle des populations. On mesure p_s et p_i dans

Standard	Irradiation N°	Observ.	Fossiles		Induites		Dosimètre		$\zeta \pm 1\sigma$			
			ns	Ns	ni	Ni	Verre	Nd		$p_d \pm 1\sigma$ x 10E4 (tr/cm²)	$p_i \pm 1\sigma$ x 10E5 (tr/cm²)	
Fish Canyon Tuff - Apatite $t=(27,9 \pm 0,7)$ Ma	87-1	MLL	64	487	64	1199	64	53932	21,67	0,07	318,39	13,46
		MLL	60	487	60	1149	60	53932	21,67	0,07	308,53	24,16
	90-3	MLL	100	725	90	1890	90	25599	26,38	0,16	306,98	14,65
		MLL	150	1252	150	3851	150	25599	26,38	0,16	325,98	11,35
		MLL	160	1396	100	2653	100	25599	26,38	0,16	322,29	11,39
		MLL	343	1031	225	1968	225	25599	26,38	0,16	308,93	17,59
	MLL	MLL	109	650	106	1819	106	25599	26,38	0,16	305,55	14,57
												316,34
	87-3	GB	300	1191	100	3089	100	24174	71,52	0,46	302,92	14,19
		EL	80	265	80	1014	80	24174	71,52	0,46	298,22	20,82
		MM	160	480	120	2759	120	24174	71,52	0,46	299,72	16,81
	90-3	PG	160	696	297	4304	297	25599	26,38	0,16	317,17	11,26
		MM	180	861	150	2056	150	25599	26,38	0,16	305,40	15,59
		AMN	957	957	2097	2097	2097	25599	26,38	0,16	319,66	11,38
NS		92	477	100	1535	100	25599	26,38	0,16	312,71	13,88	
										MP2=	310,73	$\pm 5,31$
										MP1+MP2=	313,54	$\pm 3,75$

Résultats de la calibration du paramètre zeta pour les apatites, effectuée au laboratoire de Grenoble, à l'aide du standard géologique Fish Canyon Tuff et des dosimètres 962.

Colonne 1 : standard géologique utilisé; colonne 2: référence de l'irradiation et réacteur utilisé; colonne 3: nom de l'observateur; colonnes 4,5 6 et 7: respectivement, nombre de champs comptés, nombre de traces fossiles comptées, densité fossile et écart-type; colonnes 8,9,10 et 11: respectivement, nombre de champs comptés, nombre de traces induites complètes, densité induite et écart-type; colonnes 12,13, 14 et 15: données sur le dosimètre, respectivement, nom, nombre de traces complètes, densité et écart-type; colonne 16 et 17 : valeur de zeta avec la précision.

Standard	Irradiation N°	Observ.	Fossiles		Induites		Dosimètre		$\zeta \pm 1 \sigma$							
			ns	Ns	ni	Ni	Verre	Nd		$\rho_d \pm 1 \sigma$ x 10E4 (tr/cm²)						
Fish Canyon Tuff	90-3	MLL	100	725	1,42	0,06	90	1890	4,13	0,09	963	3010	0,68	0,01	11854,50	603,56
			150	1252	1,64	0,05	150	3851	5,05	0,08	963	3010	0,68	0,01	12550,70	488,11
			160	1396	1,72	0,05	100	2653	5,22	0,10	963	3010	0,68	0,01	12369,80	486,07
			343	1031	1,77	0,05	225	1968	5,16	0,10	963	3010	0,68	0,01	11882,19	461,08
			109	650	1,80	0,20	106	1819	5,19	0,14	963	3010	0,68	0,01	11732,54	594,43
$t = (27,9 \pm 0,7) \text{ Ma}$										MP1 = 12115,78 ± 231,19						
Fish Canyon Tuff	87-1	GB	300	1191	1,63	0,05	80	4796	24,52	0,72	963	4198	3,15	0,05	13260,00	638,86
			80	265	1,48	0,09	80	2023	22,53	0,38	963	4198	3,15	0,05	13418,00	904,86
			160	480	0,63	0,03	140	5931	8,90	0,16	963	4198	3,15	0,05	12452,01	656,40
Apatite	87-3	GB	300	1191	1,63	0,05	100	3089	12,63	0,44	963	3452	1,74	0,03	12458,30	620,81
			80	265	1,48	0,09	80	1014	11,29	0,38	963	3452	1,74	0,03	12265,30	884,73
			160	480	0,63	0,03	120	2759	4,83	0,14	963	3452	1,74	0,03	12326,81	686,89
Fish Canyon Tuff	90-3	PG	160	696	1,43	0,04	297	4304	4,28	0,09	963	3010	0,68	0,01	12199,10	481,31
			180	861	1,44	0,06	150	2056	4,15	0,12	963	3010	0,68	0,01	11746,43	633,05
			92	477	1,82	0,05	100	1535	5,49	0,12	963	3010	0,68	0,01	12281,30	485,54
$t = (27,9 \pm 0,7) \text{ Ma}$										MP2 = 12367,78 ± 195,79						
$t = (27,9 \pm 0,7) \text{ Ma}$										MP1+MP2 = 12262,53 ± 149,41						

Résultats de la calibration du paramètre zeta pour les apatites, effectuée au laboratoire de Grenoble, à l'aide du standard géologique Fish Canyon Tuff et des dosimètres 963.

Colonne 1 : standard géologique utilisé; colonne 2: référence de l'irradiation et réacteur utilisé; colonnes 3, 4, 5 et 6 et 7: respectivement, nombre de champs complétés, nombre de champs complétés, nombre de champs complétés, densité induite et écart-type; colonnes 12, 13, 14 et 15: fossiles complétés, densité fossile et écart-type; colonnes 8, 9, 10 et 11: respectivement, nombre de champs complétés, nombre de champs complétés, nombre de traces induites complètes, densité induite et écart-type; colonne 16 et 17: valeur de zeta avec la précision.

Tableau II.6

2 fragments différents d'un même cristal, l'un ayant été préalablement traité 2 heures à 500°C (élimination des traces fossiles) avant l'irradiation. Cette méthode suppose une distribution en uranium très homogène dans le matériel à dater. Comme dans la technique des populations, $g = 1,00$.

Les densités fossiles et induites de l'échantillon Durango traité par la technique du détecteur interne ont été mesurées avec un microscope LEITZ en lumière transmise avec un objectif x100 à immersion et des oculaires x10. Ces mêmes conditions ont été utilisées pour la détermination des densités fossiles de l'échantillon Durango traité par la technique du détecteur externe; la densité de traces induites sur le kapton a été obtenue avec un objectif x160 à sec et des oculaires x10.

Notre résultat pour ζ obtenu de cette façon diffère de 5,5% de la valeur obtenue par les apatites du FCT. Bien que cette valeur soit compatible (à 2σ près) avec la valeur ζ_{962} (FCT), nous ne l'avons pas retenue dans le calcul de ζ_{962} , car il nous est apparu par la suite que, dans notre cristal de Durango, des variations de teneur en uranium de ± 50% pouvaient exister entre différentes plaquettes (3x3x1 mm) découpées dans notre cristal.

La moyenne pondérée de ζ obtenue par la technique du détecteur externe est de $320,96 \pm 7,52$. Elle est donc compatible avec notre valeur déduite du FCT, à $313,54 \pm 3,75$ (Tab.II.7). De nouvelles mesures de ζ (Durango) sont en cours de détermination dans notre laboratoire de Grenoble. Les ζ (Durango) étant actuellement moins bien définis, bien que compatibles avec le ζ (Fish Canyon Tuff) pondéré, c'est ce dernier que nous avons retenu dans la suite de ce travail.

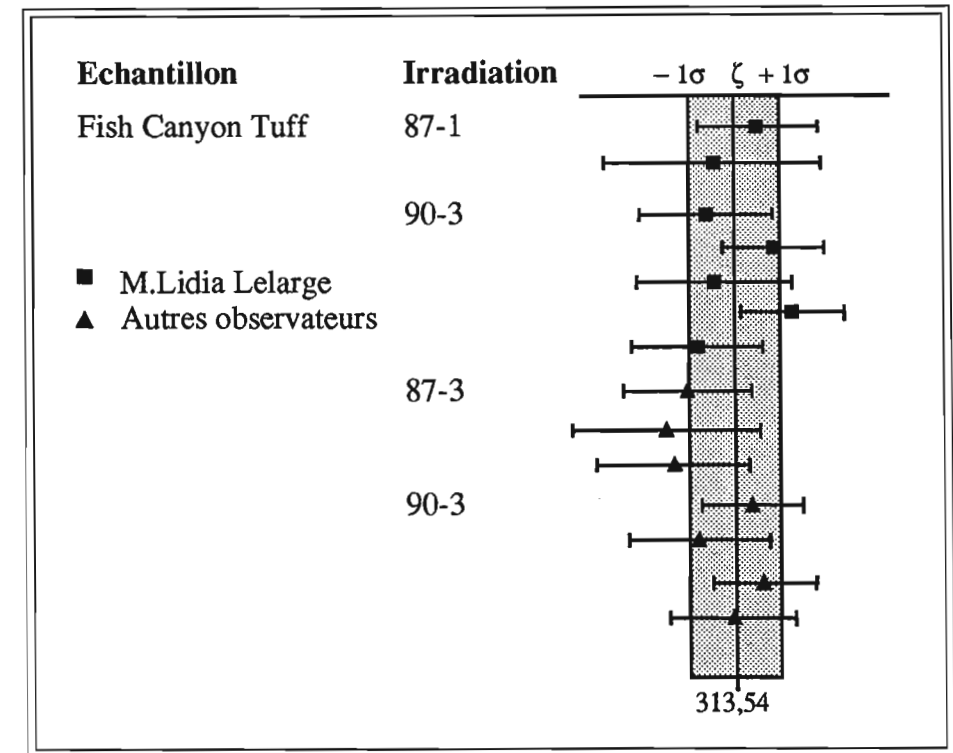


Figure II.17 - Valeurs de $\zeta_{(962)}$ obtenues pour FCT3 par différents observateurs. On observe que toutes les mesures sont compatibles à 2σ près.

Standard	Irradiation N°	Technique	ns	Fossiles Ns	$\rho_1 \pm 1 \sigma$ x 10E5 (tr/cm²)	ni	Induites NI	$\rho_2 \pm 1 \sigma$ x 10E5 (tr/cm²)	Verre	Dosimètre Nd	$\rho_3 \pm 1 \sigma$ x 10E4 (tr/cm²)	$\zeta \pm 1 \sigma$
DURANGO Apatite t=31,4 ± 0,7 Ma	91-2 ORPHEE	Détecteur Interne	160	1706	1,26 0,03	130	2171	1,97 0,03	962	25730	1,47 0,02	334,53 10,07
	91-3 ORPHEE	Détecteur externe	110	1390	1,49 0,03	110	2451	3,48 0,05	962	32831	4,59 0,03	326,28 8,27
			128	1531	1,41 0,03	128	2609	3,18 0,06	962	32831	4,59 0,03	315,64 8,98
MP(DE)=											320,96	± 7,21

Résultats de la calibration du paramètre zeta pour les apatites, effectuée au laboratoire de Grenoble, à l'aide du standard géologique Durango et des dosimètres 962.

Colonne 1 : standard géologique utilisé; colonne 2: référence de l'irradiation et réacteur utilisé; colonne 3: technique de traitement des échantillons; colonnes 4, 5 et 6 et 7 : respectivement nombre de champs comptés, nombre de traces fossiles complètes, densité fossile et écart-type; colonnes 8, 9, 10 et 11 : respectivement, nombre de champs comptés, nombre de traces induites complètes, densité induite et écart-type; colonnes 12, 13, 14 et 15: données sur le dosimètre, respectivement, nom, nombre de traces complètes, densité et écart-type; colonne 16 et 17 : valeur de zeta avec la précision; Pour l'irradiation 91-3, échant. traité par la technique du DE : g(καρτον)=0,49 ± 0,02.

Tableau II.7

4 - COMPARAISON ENTRE LES CALIBRATIONS RELATIVES Φ/λ_f ET ζ :

La calibration Φ/λ_p historiquement la première utilisée, est encore en usage aujourd'hui dans un certain nombre de laboratoires. Au laboratoire de Grenoble, elle a été utilisée de 1986 à 1992 pour les apatites et l'est encore pour la datation des verres volcaniques. Nous devons donc savoir dans quelle mesure les âges TF obtenus en utilisant une calibration ζ et Φ/λ_f sont équivalents. Dans ce paragraphe, nous rappelons le principe de cette dernière calibration, les valeurs numériques utilisées dans ce laboratoire et nous présentons quelques résultats comparatifs.

4.1 - Calibration Φ/λ_f :

L'équation d'âge pour cette calibration s'exprime sous la forme (8) du Chap. I.1.3.b :

$$t > 10^8 \text{ ans} \implies t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[(\lambda_\alpha/\lambda_f) (\rho_s/\rho_i) I g \sigma \Phi + 1]$$

$$t < 10^8 \text{ ans} \implies t = (\rho_s/\rho_i) g \sigma \Phi I / \lambda_f$$

Dans ce système, nous savons que (i) λ_f est mal connue et (ii) qu'en général, nous ne savons mesurer Φ qu'à un facteur près. Toutefois, nous pouvons adopter une mesure conventionnelle de Φ , dont nous savons qu'elle sera entachée d'une certaine erreur systématique, probablement inférieure à 15%. Si la précision sur chaque mesure de Φ peut être réduite à ± 1-2%, on peut à l'aide d'un échantillon étalon d'âge connu, déterminer une valeur opérationnelle de λ_p selon :

$$\lambda_f = [(\rho_s / \rho_i) g \lambda_\alpha \Phi \sigma I + 1] / \exp (t \lambda_\alpha).$$

Cette valeur opérationnelle sera porteuse de l'ensemble des erreurs systématiques de l'équation d'âge TF. Elle joue donc de ce point de vue, le rôle de ζ dans la calibration adoptée dans ce travail. La fluence F est calculée à l'aide des moniteurs NIST 962 et 963, où :

$$\Phi = B \rho_d$$

ρ_d étant mesurée dans un détecteur externe. La valeur de B peut être calculée au moyen des verres standards NIST (Carpenter, 1978). En effet, le National Institute of Science and Technology donne à chaque expérimentateur les moyens pour déterminer cette constante.

Dans chaque série de verres standards vendus par le NIST, 2 pastilles ont été préalablement irradiées avec un détecteur externe de mica muscovite, dans le réacteur du NIST à Gaithersburg. La fluence de cette irradiation ayant été mesurée par l'activation de fils d'or et cuivre. On peut ainsi calculer, à partir de ce matériel, la constante B, typique de nos conditions expérimentales (révélation des traces dans le mica muscovite et conditions d'observation au microscope). Ainsi :

$$B = (\Phi/\rho_d)_{\text{Gaithersburg}} \tag{31}$$

La valeur de Φ est déduite des données de Gaithersburg (Carpenter, 1974, 1978 et 1984). On constate que, quelle que soit l'irradiation considérée, les moniteurs en Cu et Au fournissent des fluences différant de 10 à 15%. Les positions d'irradiation RT3 et RT4 présentant pratiquement le même taux de production de traces par neutrons (Sabil, 1990), nous avons décidé arbitrairement d'adopter, comme valeurs de référence de Φ pour chaque moniteur 962 et 963, la moyenne des quatre mesures (Au et Cu dans les positions RT3 et RT4) de fluences effectuées à Gaithersburg, soit (Tableau II.8):

$$\Phi_{962(\text{Gaithersburg})} = 4,29 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2,$$

$$\Phi_{963(\text{Gaithersburg})} = 42,8 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2.$$

Dosimètre	Moniteur en métal	Position d'irradiation	$\Phi \pm 1\sigma$ x 10E+14 (n/cm ²)	Φ (Référence) $\pm 1\sigma$ x 10E+14 (n/cm ²)
SRM 962a	Cu	RT-3	4,37 \pm 0,09	4,29
		RT-4	3,87 \pm 0,07	
	Au	RT-3	4,75 \pm 0,05	
		RT-4	4,17 \pm 0,08	
SRM 963a	Cu	RT-3	41,2 \pm 0,7	42,8
		RT-4	39,5 \pm 0,1	
	Au	RT-3	45,8 \pm 0,4	
		RT-4	43,0 \pm 0,7	

Tableau II.8 - Valeurs des fluences neutroniques déterminées au NIST dans les irradiations de calibration des dosimètres de verre à partir de moniteurs métalliques en Cu et Au. Les fluences notées ($\Phi_{\text{Référence}}$) correspondent à celles adoptées dans ce travail.

Les densités de traces induites dans les micas muscovites associés aux dosimètres 962 et 963 dans ces irradiations ont été reportées dans le tableau II.9. De la même façon que précédemment, nous avons adopté deux valeurs moyennes :

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

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

L'injection de ces valeurs dans l'équation $B=(\Phi/\rho)$ donne les valeurs de références :

$$B_{962} = 0,528 \times 1010,$$

$$B_{963} = 20,37 \times 1010.$$

Moniteur	Position d'irradiation	n	N	n/N	$\rho_d \pm 1\sigma$ 10E4 tr/cm ²	Obs.	Date de comptage	
962a Comptage sur détecteur externe Muscovite	RT-3	200	4083	20,42	8,30 \pm 0,13	1	1989	
	RT-3	120	2466	20,55	8,35 \pm 0,17	1	1987	
	RT-3	120	2454	20,45	8,31 \pm 0,17	2	1988	
	RT-3	300	6078	20,26	8,24 \pm 0,11	4	1989	
	RT-3	160	3277	20,48	8,32 \pm 0,14	3	1989	
	RT-4	200	3899	19,50	7,92 \pm 0,13	1	1989	
	RT-4	120	2277	18,98	7,71 \pm 0,16	1	1987	
	RT-4	120	2434	20,28	8,24 \pm 0,17	2	1988	
	RT-4	300	5680	18,93	7,70 \pm 0,10	4	1989	
	RT-4	160	3205	20,03	8,14 \pm 0,14	3	1989	
					$\bar{\rho}_d(962a) = 8,12 \pm 0,25$			
963a Comptage sur détecteur externe muscovite	RT-3	400	1991	4,98	2,02 \pm 0,05	1	1989	
	RT-3	1213	6673	5,50	2,23 \pm 0,03	5	1989	
	RT-4	400	1697	4,24	1,72 \pm 0,04	1	1989	
	RT-4	422	1928	4,57	1,86 \pm 0,04	5	1989	
	RT-3	269	1553	5,77	2,35 \pm 0,06	1	1988	
	RT-3	300	1573	5,24	2,13 \pm 0,05	3	1988	
	RT-4	269	1472	5,47	2,22 \pm 0,06	1	1988	
	RT-4	260	1373	5,28	2,15 \pm 0,06	3	1988	
						$\bar{\rho}_d(963a) = 2,08 \pm 0,21$		

Tableau II.9 - Densité des traces de fission déterminées dans les détecteurs externes associés aux moniteurs NIST 962a et 963a irradiés dans les positions RT-3 et RT-4 du réacteur de Gaithersburg. n, N et ρ_d sont respectivement, nombre de champs, nombre de traces comptées et densité de traces induites. $\bar{\rho}_d(962a)$ et $\bar{\rho}_d(963a)$ sont les densités moyennes des moniteurs 962a et 963a déterminées dans les détecteurs externes et irradiés dans les positions RT-3 et RT-4; Observation : microscope Leitz orthoplan, obj. x100, oc. x10, (S1)=24604 μm^2 (muscovites); Observateurs : (1) Erika Labrin; (2) Enio Soliani; (3) Mehdi Mansour; (4) Lidia Lelarge et (5) Naima Sabil.

Nous sommes dès lors capables de calculer une valeur opérationnelle de λ_f à partir d'un standard géologique, tel que les apatites du Fish Canyon Tuff. En considérant l'équation :

$$\lambda_f = [(\rho_s / \rho_i) g \lambda_\alpha \Phi \sigma I + 1] / \exp(t \lambda_\alpha) \quad (32)$$

et la relation $B=(\Phi / \rho_d)$, cette valeur peut être calculée selon :

$$\lambda_{f(\text{opérationnelle})} = \{[(\rho_s / \rho_d) / \rho_i][g \sigma I B] / t_{\text{standard}}\} \quad (33)$$

Avec les moniteurs 962, nos mesures suggèrent une $\lambda_{f(\text{opérationnelle})}$ de $(7,11 \pm 0,29) \times 10^{-17}$ ans⁻¹, compatible avec celle de $(7,35 \pm 0,20) \times 10^{-17}$ ans⁻¹ obtenue pour 7 autres observateurs (tableau II.10). L'ensemble de ces 14 mesures permet de calculer une moyenne pondérée de $(7,23 \pm 0,27) \times 10^{-17}$ ans⁻¹.

Echantillon	Réacteur	Observateurs	Fossiles		Incluites		ρ_1/ρ_2	Dosimètre $p \pm 1 \sigma$ $\times 10^5 \text{ (tr/cm}^2\text{)}$	λ_f $\times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$						
			n	S	n	S									
FCT3 $t=27,9 \pm 0,7 \text{ Ma}$	87-1 RHF ILL	MILL	64	1	1,49	0,07	64	1199	1	3,69	0,12	0,404	2,167	0,007	6,9542
			60	2	0,75	0,05	60	1149	2	1,77	0,07	0,424	2,167	0,007	7,2984
	90-3 ORPHEE	MILL	343	3	1,77	0,05	225	1968	3	5,16	0,10	0,343	2,638	0,016	7,1874
			100	1	1,42	0,06	90	1890	1	4,13	0,09	0,344	2,638	0,016	7,2084
FCT3	87-3 RHF	MILL	150	1	1,64	0,05	150	3851	1	5,05	0,08	0,325	2,638	0,016	6,8163
			160	1	1,72	0,05	100	2653	1	5,22	0,10	0,330	2,638	0,016	6,915
	90-3 ORPHEE	MILL	109	4	1,80	0,2	106	1819	4	5,19	0,14	0,347	2,638	0,016	7,2713
			300	1191	1,63	0,05	100	3089	12,63	0,44	0,129	7,152	0,046	7,329	
FCT3	87-3 RHF	EL	80	265	1,48	0,09	80	1014	11,29	0,38	0,131	7,152	0,046	7,442	
			160	480	0,63	0,03	120	2759	4,83	0,14	0,13	7,152	0,046	7,385	
	90-3 ORPHEE	PG	160	696	1,43	0,04	297	4304	4,28	0,09	0,334	2,638	0,016	6,999	
			180	861	1,44	0,06	150	2056	4,15	0,12	0,347	2,638	0,016	7,271	
FCT3	AMN	NS	957	957	1,82	0,05	2097	2097	5,49	0,12	0,331	2,638	0,016	6,936	
			92	477	1,02	0,04	100	1535	3,01	0,06	0,339	2,638	0,016	7,104	

$\lambda_f(1) = 7,09 \pm 0,19$
 $\lambda_f(2) = 7,21 \pm 0,20$
 $\lambda_f(1) + \lambda_f(2) = 7,15 \pm 0,20$

Résultats de la calibration du la constante λ_f opérationnelle déterminée à l'aide du standard géologique FCT3 et des moniteurs 962.
Observation : Microscope Leitz Obj. x 100 HI oc.x 10. : (S1) = 5078,4 μm^2 , (S3) = 1692,8 μm^2 , (S5) = 8464 μm^2 ; Microscope Jenavert Obj. x 100 sec oc.x 8. (S2) = 10816 μm^2 .
Microscope Olympus Obj. x 100 HI oc.x 10. : (S4) = 3306 μm^2 ; Description des colonnes : idem Tab.II.5 et Tab.II.6 ; Technique de traitement des échantillons : populations.

Tableau II.10

Avec les moniteurs 963, nous obtenons, de façon similaire, les valeurs moyennes de : $(7,18 \pm 0,21) \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$, $(6,99 \pm 0,28) \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$ et une moyenne pondérée de $(7,05 \pm 0,27) \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$ (Tableau II.11).

Nous obtenons ainsi :

$$\lambda_{f(\text{opérationnelle}, 962)} = (7,23 \pm 0,27) \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1},$$

$$\lambda_{f(\text{opérationnelle}, 963)} = (7,05 \pm 0,27) \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}.$$

La moyenne de ces deux valeurs s'établit à $(7,04 \pm 0,25) \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$. Cette valeur est compatible avec celle de $7,03 \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$ de Roberts et al. (1968), adoptée par la majorité de laboratoires TF, ainsi que par le laboratoire de Grenoble.

4.2 - Comparaison entre les âges $t(\zeta)$ et $t(\Phi/\lambda_p)$:

Les âges TF obtenus par la calibration ζ et par l'approche Φ/λ_p dans ce travail, ne diffèrent que d'environ 2%, ce qui reste très largement inférieur aux incertitudes des mesures. C'est ce qui apparaît très bien dans la figure II. 18, relative aux échantillons de la série JARN (Brésil, Chap. III). Ces résultats sont confirmés par l'ensemble de nos datations (Chaps. III et IV). Nous pouvons donc considérer que ces deux approches de dosimétrie neutronique relative sont équivalentes.

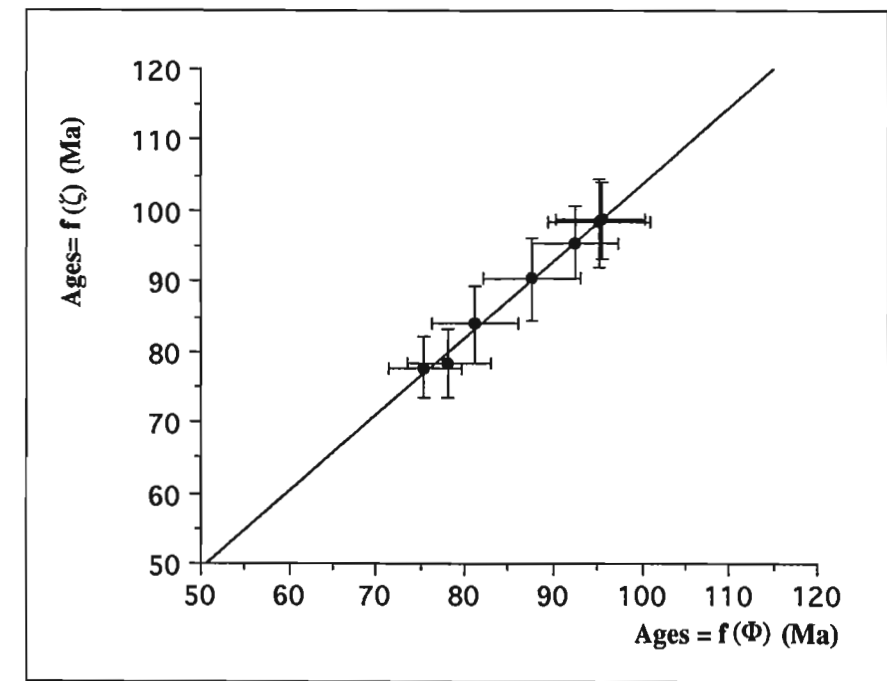


Figure II.18 - Comparaison entre les âges $t(\zeta)$ et $t(\Phi/\lambda_p)$ calculés pour 7 échantillons du Brésil de la série JARN de l'Arc de Ponta Grossa. Nous pouvons observer une très bonne corrélation entre les âges obtenus par les deux méthodes de calibration relative.

Echantillon	Réacteur	Observateurs	Fossiles			Induites			ρ_1/ρ_2	Dosimètre $\rho_d \pm 1\sigma$ $\times 10E4$ (tr/cm ²)	λ_f $\times 10E-17$ ans ⁻¹					
			n	N	S	n	N	S								
FCT3	90-3 ORPHEE	MILL	343	1031	3	1,77	0,05	225	1968	3	5,16	0,10	0,343	0,68	0,01	7,15
		MILL	100	725	1	1,42	0,06	90	1890	1	4,13	0,09	0,344	0,68	0,01	7,17
		MILL	150	1252	1	1,64	0,05	150	3851	1	5,05	0,08	0,325	0,68	0,01	6,77
		MILL	160	1396	1	1,72	0,05	100	2653	1	5,22	0,10	0,330	0,68	0,01	6,88
		MILL	109	650	4	1,80	0,2	106	1819	4	5,19	0,14	0,347	0,68	0,01	7,23
$\lambda_f(1) = 7,04 \pm 0,20$																
FCT3	87-1 LENA	GB	300	1191		1,63		80	4796		24,52	0,72	0,067	3,15	0,05	6,42
		EL	80	265		1,48		80	2023		22,53	0,38	0,066	3,15	0,05	6,34
		MM	160	480		0,63		140	5931		8,9	0,16	0,071	3,15	0,05	6,83
FCT3	87-3 RHF	GB	300	1191		1,63	0,05	100	3089		12,63	0,44	0,129	1,74	0,03	6,88
		EL	80	265		1,48	0,09	80	1014		11,29	0,38	0,131	1,74	0,03	6,99
		MM	160	480		0,63	0,03	120	2759		4,83	0,14	0,13	0,68	0,01	6,93
FCT3	90-3 ORPHEE	PG	160	696		1,43	0,04	297	4304		4,28	0,09	0,334	0,68	0,01	6,96
		MM	180	861		1,44	0,06	150	2056		4,15	0,12	0,347	0,68	0,01	7,23
		AMN	957			1,82	0,05	2097			5,49	0,12	0,331	0,68	0,01	7,00
		NS	92	477		1,02	0,04	100	1535		3,01	0,06	0,339	0,68	0,01	7,07
$\lambda_f(2) = 6,86 \pm 0,28$																
$\lambda_f(1) + \lambda_f(2) = 6,92 \pm 0,26$																

Résultats de la calibration de la constante λ_f opérationnelle déterminée à l'aide du standard géologique FCT3 et des moniteurs 963. Observation : Microscope Leitz Obj. x 100 HI oc.x 10. : (S1) = 5078,4 μm^2 ; (S3) = 1692,8 μm^2 ; (S5) = 8464 μm^2 ; Microscope Jenavert Obj. x100 sec oc.x8. (S2) = 10816 μm^2 ; Microscope Olympus Obj. x100 HI oc.x10. : (S4) = 3306 μm^2 ; Description des colonnes : voir Tab.II.5 et Tab.II. 6; Technique de traitement des échantillons : populations.

Tableau II.11

5 - COMPARAISON DES AGES TF OBTENUS DANS LE REACTEUR IPEN/CNEN (Sao Paulo-Brésil) ET REACTEURS RHF ET LENA(Grenoble-France)

Dans la mesure où le présent travail comporte un aspect brésilien (Chap.III), nous avons l'intention d'intercaler le réacteur IPEN/CNEN de l'Université de Sao Paulo avec ceux que nous utilisons couramment. Plusieurs irradiations avec des apatites et des verres naturels (obsidiennes) ont été réalisées. En raison de problèmes techniques, seule l'une d'entre elles a pu être exploitée. Il s'agit de l'irradiation 88-4 (Tableau B3), avec les obsidiennes AG16 (originaire de Ziyaret en Anatolie - Turquie et d'âge apparent TF de $0,70 \pm 0,06$ Ma; Bigazzi et al., 1986, 1988a, 1988b, 1990) et ARCI 4/81 et ARCI 6/81 (originaires du Monte Arci en Sardaigne - Italie, d'âge apparent TF de $2,6 \pm 0,1$ Ma, mêmes références). Cette irradiation a été étalonnée avec les moniteurs 962. Nous avons daté ces obsidiennes à partir d'aliquotes irradiées dans les réacteurs RHF, LENA et IPEN/CNEN. Les échantillons ont été traités par la technique de la soustraction (Chap. I.4.3), selon la procédure décrite par Poupeau et al. (1992). Les résultats sont reportés dans le tableau II.12 et Fig. II.19. On constate que, malgré l'importante différence entre le rapport Cadmium du réacteur IPEN/CNEN et celui des réacteurs RHF et LENA, les âges de ces obsidiennes sont concordants, dans les limites de leurs précisions. Ces résultats font partie d'un programme d'intercalibration entre les réacteurs nucléaires piloté par les groupes de Grenoble et Pise et seront discutés en détail ailleurs (Bigazzi et al., 1988a et en préparation).

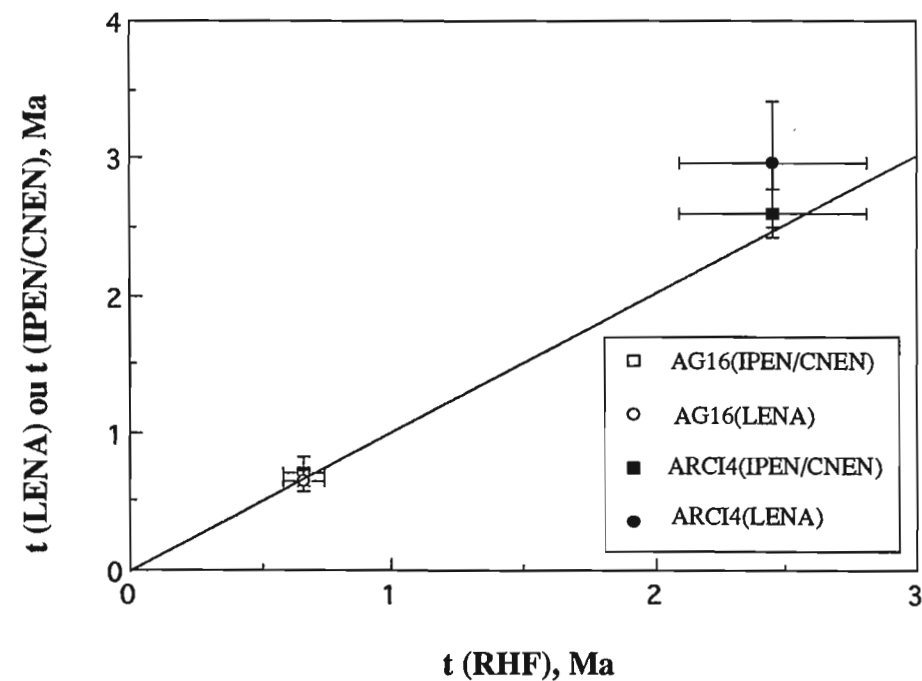


Figure II.19 - Comparaison entre les âges obtenus sur les obsidiennes AG16, ARCI4/81 et ARCI6/86 à partir des aliquotes irradiés dans les réacteurs RHF, LENA et IPEN/CNEN.

AGES APPARENTS TF COMPARES DE QUELQUES OBSIDIENNES

Echantillon	Réacteur	RCd	n _s	N _s	ρ _s ± 1σ	n _i	N _i	ρ _i ± 1σ	Φ ± 1σ	t ± 1σ
AG-16	RHF	Co=1000	860	272	1590 ± 90	100	1618	514353 ± 13560	3,57 ± 0,04	0,66 ± 0,04
	LENA	Au=6,7	860	272	1590 ± 90	100	3018	962370 ± 26240	6,44 ± 0,11	0,64 ± 0,04
ARCI 4/81	IPEN/CNEN	Au=5,5	1384	650	1910 ± 140	40	2927	297410 ± 5950	1,88 ± 0,02	0,72 ± 0,05
	RHF		200	417	5535 ± 390	100	1514	482780 ± 12070	3,57 ± 0,04	2,45 ± 0,18
ARCI 6/86	LENA		200	417	5535 ± 390	100	2256	719390 ± 21580	6,44 ± 0,11	2,96 ± 0,23
	IPEN/CNEN		400	857	5960 ± 200	200	4679	254700 ± 3800	1,88 ± 0,02	2,61 ± 0,09
	IPEN/CNEN		340	371	3030 ± 110	200	2657	144600 ± 2300	1,88 ± 0,02	2,34 ± 0,09

Observation : microscope Reichert obj. x40 oc. x10; (S1)= 199881 μm² (S2)= 3136 μm² et microscope Leitz orthoplan obj. x100 à sec oc. x10; (S3)=24604 μm²; Révélation : HF 50%, 70 secondes, 20°C.

Tableau II.12

CHAPITRE III

ETUDE THERMOCHRONOLOGIQUE DE L'ARCO DE
PONTA GROSSA (SUD-EST DU BRESIL) ET SON
ASSOCIATION AVEC L'OUVERTURE DE
L'ATLANTIQUE SUD

ETUDE THERMOCHRONOLOGIQUE DE L'ARCO DE PONTA GROSSA, (SUD-EST DU BRÉSIL) ET SON ASSOCIATION AVEC L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD

Parmi les paramètres associés au mécanisme de rifting, celui qui aura une influence sur les traces de fission sera la perturbation thermique.

Le processus de rifting, décrit comme un ensemble évolutif d'évènements géologiques, tels que : distension, rupture continentale (ouverture océanique) soulèvement et érosion, est également marqué par une activité magmatique plus au moins intense.

La province basaltique «Parana-Etendeka» (respectivement, au SE du Brésil et au SW de l'Afrique, en Namibie), constitue un exemple majeur de région présentant une activité magmatique importante associée à la rupture continentale. Certains auteurs (Rocha Campos, 1988; etc) considèrent que l'âge du début de l'éruption basaltique de cette région est de 130 Ma; d'autres admettent plutôt un âge de 135 Ma à partir d'études sur les anomalies magnétiques (Rabinowitz et LaBrecque (1979).

Les travaux de White et Mackenzie (1989), O'Connor et Duncan (1990) et Peate et al. (1990), portant sur la répartition du volcanisme et de l'épanchement basaltique aux marges continentales, suggèrent la présence de panaches mantéliques liés à l'origine du rifting entre les plaques sud-américaine et africaine (Fig.III.1).

De nombreuses études portant sur la cinématique des plaques (Larson et al., 1985; Rabinowitz et LaBrecque, 1979; Mandé et al., 1986; etc), le magmatisme, les bassins sédimentaires et les anomalies magnétiques, ont permis de déterminer l'intervalle de temps pendant lequel s'est effectuée l'ouverture de l'Atlantique Sud. Ainsi, la rupture entre les continents sud-américain et africain se serait poursuivie de 130 Ma à 119 Ma (Fodor et al., 1989).

L'intégration de ces différents types de données et des modèles de rifting permet de considérer que le volcanisme de la province Parana-Etendeka a commencé peu avant le rifting.

Parmi les processus existants avant le magmatisme basaltique jurassico-crétacé, signalons deux évènements tectoniques, mis en évidence par les cartes des isopaques des différentes formations du bassin du Parana (Zalan et al., 1987) : l'apparition des bombements de Rio Grande (au sud du Brésil dans l'Etat du Rio Grande do Sul) et de Ponta Grossa (bord oriental du Bassin du Parana). Ces structures sont interprétées comme le résultat de bombements du socle apparus vers 270 Ma pour le premier et vers 220 Ma pour le second (Figs.III.6.f et III.6.g).

Deux hypothèses de base ont été proposées, quant à leur genèse :

1 - selon Zalan et al.(1987) ces dômes seraient probablement l'expression de failles anciennes et profondes;

2 - alors que O'Connor et Duncan (1990) et Peate et al. (1990) évoquent plutôt l'expression d'un bombement thermique, provoqué par la présence de panaches mantéliques au-

dessous de la croûte continentale.

Ces deux hypothèses ne sont pas en contradiction entre elles. En effet, les arguments tectoniques émis par Zalan et al.(1987) peuvent être une expression localisée du bombement régional associé à la présence d'un point chaud en profondeur.

Dans le présent travail nous nous sommes proposés de faire en premier lieu, une étude pilote de l'histoire thermique des roches du socle du dôme ou «Arco» de Ponta Grossa, à partir de l'analyse de données obtenues par la méthode des traces de fission, puis, éventuellement, de retracer l'histoire du soulèvement de cette structure.

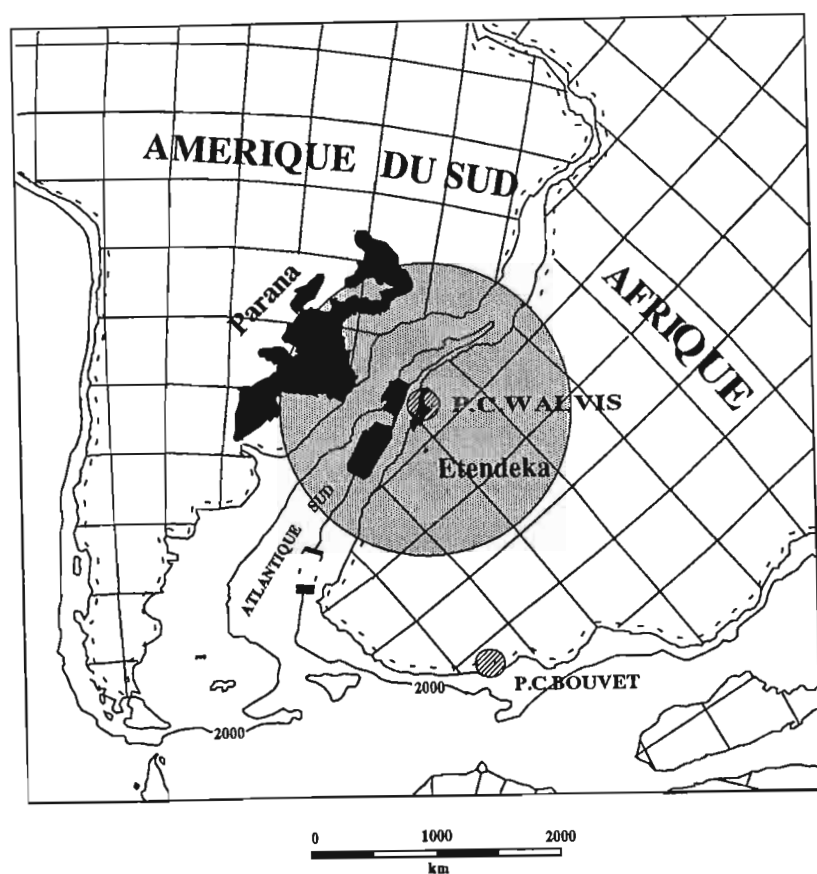


Figure III.1 - Reconstruction de l'Atlantique Sud peu après son ouverture, correspondant au temps de l'anomalie magnétique M4 (environ 120 Ma). En noir, les régions de l'épanchement des basaltes des provinces du Parana et de Etendeka. La zone en grisé près du point chaud de Walvis montre la région occupée par le manteau anormalement chaud (D'après White et McKenzie, 1989).

PREMIERE PARTIE

1 - ASPECTS GEOLOGIQUES :

Les dômes de Ponta Grossa et de Rio Grande, situés au Sud-Est du Brésil, sont bordés à l'Ouest par le Bassin du Parana et à l'Est par l'Océan Atlantique. Leur évolution tectonique est liée à la genèse et au développement du bassin du Parana. C'est pourquoi nous présentons ci-dessous l'histoire géologique de l'"Arco" de Ponta Grossa (APG) et de l'"Arco" de Rio Grande (ARG), inscrite dans le cadre de la formation et de l'évolution du bassin du Parana.

1.1 - Le Bassin du Parana :

Le bassin intracratonique du Parana (Fig. III.2), est situé au Centre-Est de l'Amérique du Sud et couvre une superficie de 1 700 000 km² sur les territoires brésilien (1 100 000 km²), argentin (400 000 km²), uruguayen (100 000 km²) et paraguayen (100 000 km²). Les roches constituant le bassin du Parana, sédimentaires et volcaniques, ont des âges qui varient du Silurien au Crétacé (Fulfaro et al., 1983). De forme allongée (d'axe NE-SW), avec 1750 km de long sur 900 km de large en moyenne, le bassin du Parana est limité par des arcs structuraux (encore ici, le sens du mot arc, du mot portugais "Arco" des premières descriptions géologiques de ces structures, correspond à des bombements ou dômes du socle) situés (Fig. III.3):

- au NE (Arco Alto Paranaíba ou Arco de Canastra);
- au NW (Arco de Sao Vicente);
- au SW (Arco Martin Garcia);
- à l'W (Arco de Assunção ou Arco Central Paraguaio).

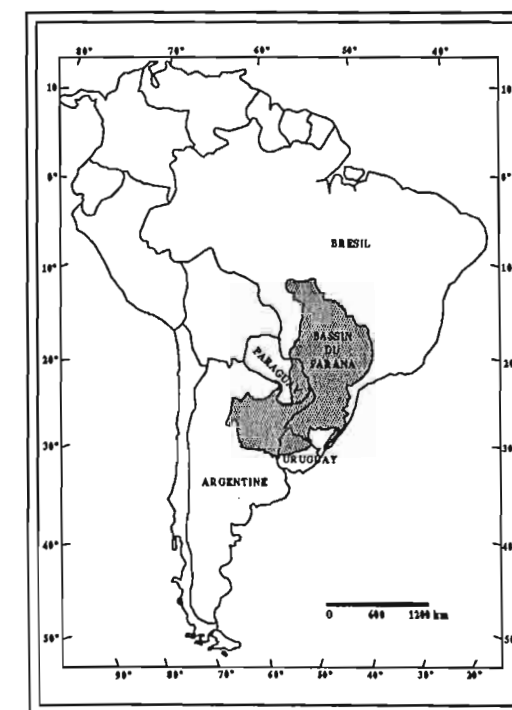


Figure III.2 - Localisation du Bassin du Parana dans l'Amérique du Sud, occupant les pays suivants : Brésil, Paraguay, Argentine et Uruguay (D'après Zalan et al., 1987).

Les structures NW, transversales à l'axe principal du bassin du Parana sont représentées par: l'"Arco" de Ponta Grossa (Etat du Parana), objet de cette étude, l'"Arco" de Campo Grande, l'"Arco" du Rio Grande (Etat du Rio Grande do Sul), le synclinal de Torres (Etat du Rio Grande do Sul) et enfin par les linéaments tectoniques et/ou magnétiques (Guapiara, Rio Piquiri, Rio Uruguai), (Melfi et al., 1988).

Le dôme de Ponta Grossa, situé au bord oriental du Bassin du Parana dans l'Etat du Parana au Brésil (Fig.III.3), de forme semi-elliptique, a environ 600 km de long. Le socle précambrien est traversé par plusieurs centaines de dykes basiques de direction NW (considérés comme les conduits nourrisseurs des associations de coulées de laves) et par d'importantes anomalies magnétiques de direction NW-SE (Guapiara, Sao Jerônimo-Rio Alonzo) selon les travaux de Ferreira et al. (1982).

1.2 - Travaux antérieurs sur l'origine et l'évolution tectonique du Bassin du Parana :

Diverses interprétations ont été proposées en ce qui concerne la classification du bassin intracratonique du Parana. Asmus et Porto (1972), Asmus (1980) et Almeida (1980) le considèrent comme un bassin intracratonique stable du type I de Klemme (1971)(voir annexe D), alors que Fulfaro et al. (1982) proposent un bassin intracratonique relativement instable de type 2A de Klemme, en raison de l'important contrôle tectonique du type rift pendant la sédimentation paléozoïque. Ces auteurs proposent une évolution tectonique et une compartimentation du bassin du Parana de la forme suivante:

- la mise en place du bassin du Parana, dans la plate-forme sud américaine, s'est effectuée sur un socle cratonique consolidé au Cambro-Ordovicien et sur des «zones de fragilité» de direction NW-SE (Fig.III.4), héritées des aulacogènes tardifs développés après la cratonisation de la région. Ces «zones de fragilité» ont contrôlé la sédimentation dévonienne, la réactivation tectonique du Carbonifère inférieur, l'érosion ainsi que la sédimentation permo-carbonifère;

- les mouvements tectoniques tardifs, à la fin de la sédimentation de la formation Itararé, entre les linéaments Sao Jerônimo-Curiuva et Rio Piquiri auraient provoqué la structuration de l'Arc de Rio Grande (Fig.III.4);

- au Permien, le bassin acquiert le caractère de subsidence proprement dit et, au Permo-Trias, le soulèvement des Andes méridionales ainsi que les mouvements tectoniques du plancher du bassin du Parana provoquent l'arrêt de la sédimentation. De nouvelles conditions climatiques de types aride et semi-aride se développent dans cet environnement;

- au Trias-Jurassique, un soulèvement crustal général d'origine thermique affecte toute la région méridionale du Brésil, et provoque la formation d'une grande structure en forme de dôme (l'"Arco" de Ponta Grossa). Par conséquent, il en résulte un nouvel arrêt de la sédimentation;

- un intense volcanisme a affecté la région au Jurassique-Crétacé. Les laves sont extravasées

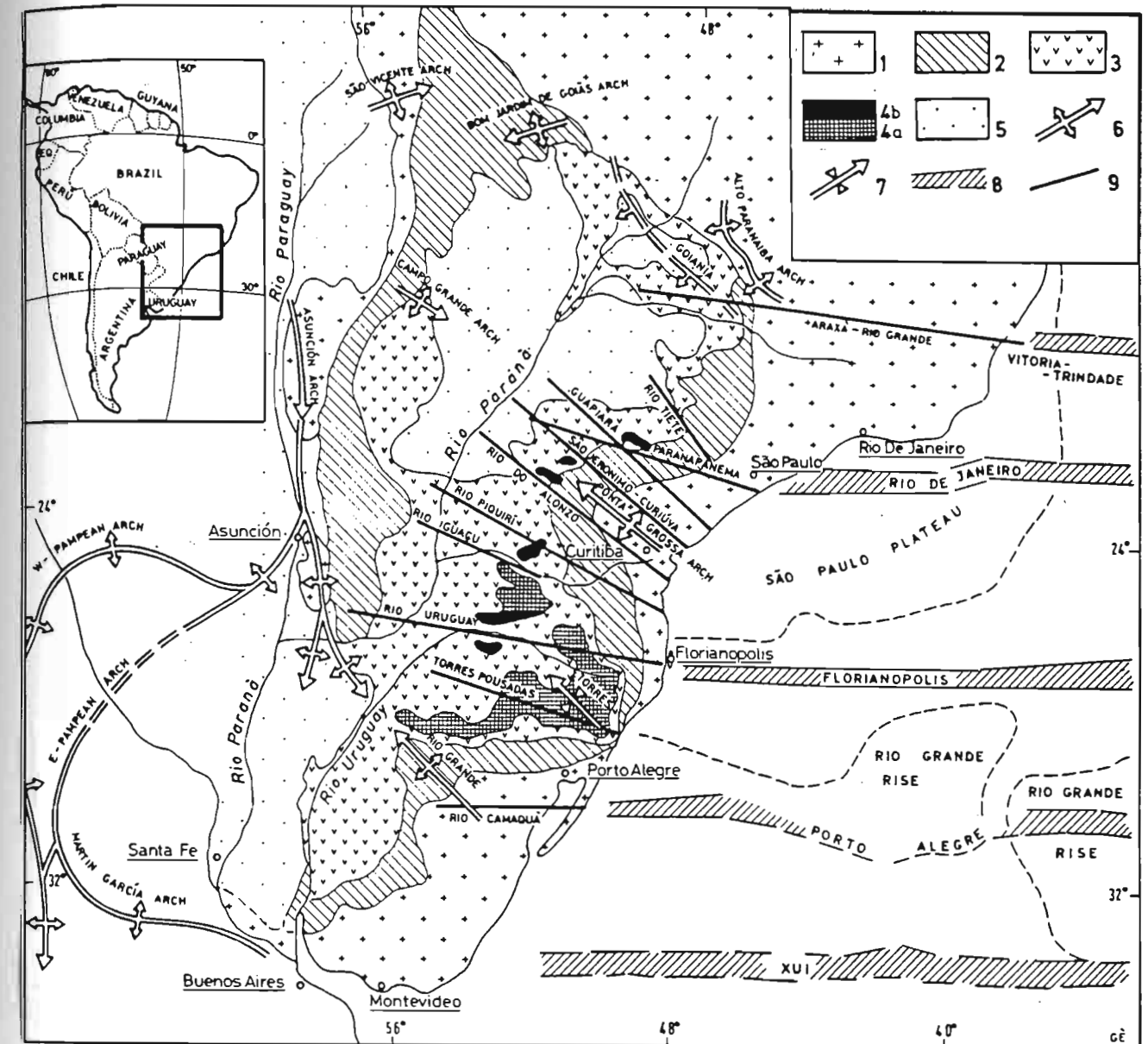


Figure III.3 - Carte géologique simplifiée du bassin du Parana (D'après Piccirilo et al., 1988) :
 1 - Socle cristallin pré-dévonien;
 2 - Sédiments paléozoïques (pré-volcaniques);
 3 - Epanchements volcaniques basiques à intermédiaires (Formation Serra Geral : Crétacé Inférieur);
 4 - Strates volcaniques acides (Formation Serra Geral) : (4a) Type Palmas et (4b) type Chapeco;
 5 - Sédiments pré-volcaniques (prédominance au Crétacé Supérieur);
 6 - Structures de type arc;
 7 - Structures de type synclinal;
 8 - Linéaments océaniques (Asmus et Baisch, 1983)
 9 - Linéaments tectoniques et/ou magnétiques.

le long des fractures qui délimitaient les anciens aulacogènes du socle pré-silurien.

- une augmentation de la subsidence du bassin de Campos due à un processus de type rift aurait provoqué le soulèvement de la zone côtière avec une réactivation des "zones de fragilité" NE-SW, et la formation de failles en échelon en direction de la marge continentale et en direction du bassin.

Selon Zalan et al. (1987), les roches sédimentaires du Bassin du Parana se sont déposées sur une vaste région de bouclier du continent qui venait de se former, le Gondwana, lors de l'orogénèse Brasiliana ou Pan-Africana (du Protérozoïque supérieur à l'Ordovicien). Ces auteurs proposent donc que l'origine du bassin du Parana serait liée à la fin du cycle Brasiliano (à l'Ordovicien supérieur) où la diminution des efforts tectoniques et le refroidissement de la nouvelle croûte continentale formée auraient été suffisants pour produire une subsidence et permettre le dépôt de la première séquence sédimentaire.

L'évolution stratigraphique et structurale du bassin aurait été contrôlée par des linéaments hérités du socle, lui-même composé de centaines de mégablocs et blocs. Les deux types principaux de linéaments anciens (les linéaments NE et les linéaments SW, Fig.III.4) observés sur le bassin du Parana seraient alors des zones de faiblesse pré-existantes et dissipatrices d'efforts intra-plaque permettant ainsi des mouvements verticaux et horizontaux des blocs. Ces mouvements, de faible intensité, seraient suffisants pour contrôler la localisation des dépôts-centre et la distribution des faciès sédimentaires.

Schématiquement, les principaux éléments tectoniques du Bassin du Parana sont marqués par 2 directions principales définissant une structure en forme de X (Fig. III.4). Soares et al. (1982), à partir d'images Landsat, décrivent 3 directions NW (variant de N25°W à N65°W) et 2 directions NE (variant de N35°E à N60°E). Ferreira et al. (1981) et Ferreira (1982) ont également signalé la présence d'un troisième groupe de linéaments d'orientation E-W.

La cassure jurassico-crétacée du Gondwana a réactivé les zones de failles NW, considérées d'âge Brasiliano, et créé d'autres failles de même direction. Ce phénomène a conditionné les intrusions ignées et l'extrusion des laves du Jurassique Supérieur à l'Eocène Inférieur (160-55 Ma), provoquant la troisième subsidence du bassin du Parana. Il s'agit de la réactivation Wealdienne (Almeida, 1967) ou Sud-Atlantienne (Schobbenhaus et al., 1984), qui inclut la tectonique, le magmatisme, la formation de bassin et la sédimentation, associés à la séparation de l'Amérique du Sud et de l'Afrique. Les zones de failles, plus ou moins larges selon le secteur considéré, sont rectilignes. Elles sont injectées de très nombreux dykes.

Les zones de failles NE-SW n'ont pas été affectées par les dykes et par conséquent ne présentent pas les déformations associées à ceux-ci. Elles sont constituées d'une unique faille large ou d'une zone de failles rectiligne (à l'exception des zones de failles Lancinha/Cubatao et Transbrasiliانو, Fig.III.4). Des structures associées aux mouvements de décrochement sont nombreuses le long des linéaments NE.

Les linéaments E-W ne sont pas bien connus. Datés du Trias, ils sont parallèles aux zones de fractures océaniques, suggérant ainsi une association avec le développement de l'Atlantique.

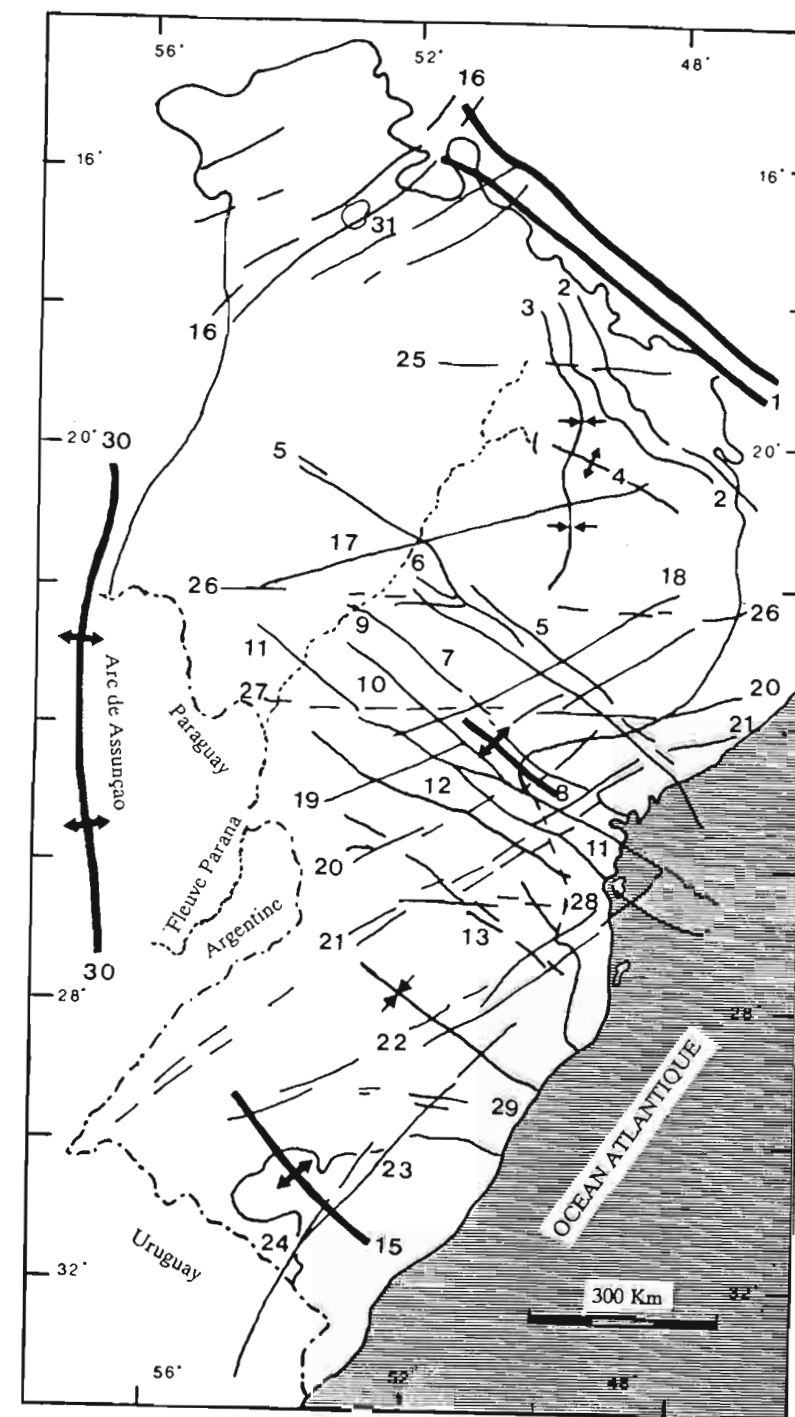


Figure III.4 - Schéma structural simplifié du Bassin du Parana. Les éléments tectoniques linéaires du bassin du Parana suivent trois orientations principales : NW-SE, NE-SW et E-W (D'après Zalan et al., 1987).

Selon la direction NW-SE :

(1) Arc du Alto Paranaíba; (2) Flexure de Goiânia; (3) Graben de Ipiacú/Campina Verde; (4) Horst de Cardoso; (5) zone de faille de Guapiara; (6) faille de Santo Anastácio; (7) faille de São Jerônimo/Curiúva; (8) arco de Ponta Grossa; (9) zone de faille Curitiba/Maringá; (10) faille du Rio Alonzo; (11) zone de faille Cândido de Abreu/Campo Mourão; (12) linéament du Rio Piquiri; (13) zone de faille Caçador; (14) synclinal de Torres; (15) arc du Rio Grande.

Selon la direction NE-SW : (16) zone de faille Transbrasiliانو (ou linéament Transbrasiliانو); (17) linéament de Araçatuba; (18) faille de Guaxupé; (19) faille de Jacutinga; (20) zone de faille de Taxaquara; (21) zone de faille Lancinha/Cubatao; (22) zone de faille Blumenau/Soledade; (23) faille du Leão; (24) faille de Açotea;

Selon la direction E-W : (25) linéament de Cassilândia; (26) linéament Mojiguaçu/Dourados; (27) linéament de São Sebastião; (28) linéament de Taquara Verde; (29) linéament de Bento Gonçalves.

La seule structure importante de direction N-S est l'Arc de Assunção (30). Au Nord du bassin du Parana, (31) le Dôme de Araguainha.

De manière synthétique, l'évolution du bassin après le cycle Brasiliano aurait été précédée par la déformation qui a débuté au Protérozoïque Supérieur (700-650 Ma), par la granitogénèse datée du Protéro-Paléozoïque (610-580 Ma), suivie d'un refroidissement au Cambro-Ordovicien (500-450 Ma). Les dépôts des différentes séquences sédimentaires et volcaniques, conditionnées tectoniquement par les structures du socle, ont eu lieu du Silurien au Crétacé. Le dernier évènement tectonique d'importance régionale, celui de la structuration de la "Serra do Mar", associé à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, aurait commencé au Campanien-Maestrichien selon Petri et Fulfaro (1983) et au Turonien selon Zalan et al. (1987), c'est à dire vers 95 Ma et elle se serait poursuivie jusqu'à l'Actuel. Cette chaîne longe la côte Sud-Est brésilienne et présente des altitudes variant généralement entre 800 m et 1000 m et qui atteignent 2400 m, à Rio de Janeiro (Fig.III.5).

A l'Est de la "Serra do Mar", les bassins côtiers de Santos et Campos ont enregistré les phases tectoniques importantes de son soulèvement. En effet ces bassins présentent des sédiments datés de l'Albien jusqu'à Maestrichtien, vers 100-75 Ma (Petri et Fulfaro, 1983).

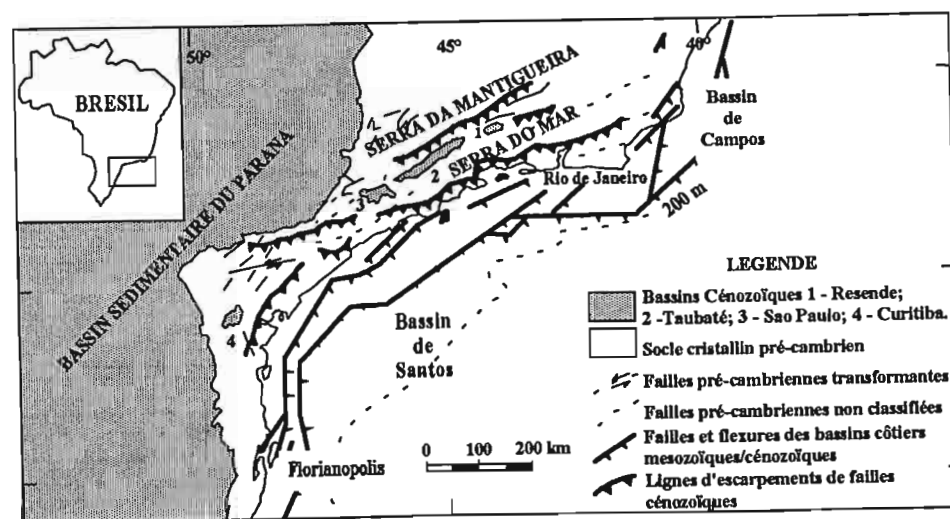


Figure III.5 - Localisation de la Serra do Mar et des bassins de Santos et de Campos (Extrait de Petri et Fulfaro (1983); d'après Asmus et Ferreira (1978) ; et Almeida (1976)).

1.3 - Evolution stratigraphique du Bassin du Parana :

De nombreux travaux ont été effectués sur l'histoire tectono-sédimentaire du bassin du Parana (Soares et al. (1974); Almeida,1980; Fulfaro et al.,1982; Zalan et al.,1987, etc.).

D'après Almeida (1980), l'évolution du bassin du Parana peut être présentée en quatre stades distincts : (1) Dévonien-Carbonifère inférieur; (2) du Carbonifère inférieur au Permien moyen-supérieur; (3) de la fin du Paléozoïque au Jurassique; (4) fin du Jurassique au Crétacé supérieur. Les deux premiers stades ont été caractérisés par un cycle tectono-sédimentaire complet, comprenant dépôt et sédimentation dans un bassin synforme suivant une première subsidence. Ces stades correspondent aux séquences γ , δ et δ -A de Soares et al. (1974). Les troisième et quatrième stades sont caractérisés par un soulèvement et un colossal épanchement de laves, ce qui a conduit à une structure antiforme du bassin.

Selon Zalan et al. (1987) le bassin du Parana est considéré comme le produit final de la superposition dans le temps de 3 bassins différents, formés lors de 3 périodes de subsidence distinctes:

- période Siluro-Dévonienne;
- période Permo-Carbonifère;
- période magmatique du Jurassique Supérieur-Crétacé Inférieur,

ces phases étant séparées par de longues périodes d'érosion/non déposition (Néo-dévonien) ou de diminution du taux de sédimentation (Trias-Jurassique).

Cinq séquences sédimentaires principales ont été décrites pour le bassin du Parana, dont les âges s'étendent du Silurien au Crétacé (Soares et al.,1983; Zalan et al., 1987, etc) . Dans ce travail, la nomenclature utilisée est celle proposée par Zalan et al. (op. cit.) et correspond à de grandes unités limitées par des discordances, nommées en fonction de la période de temps pendant laquelle a eu lieu la plus forte sédimentation.

Nous avons résumé la mise en place et la distribution de ces séquences à partir des cartes d'isopaques pour différentes formations du bassin du Parana, d'après les travaux de Zalan et al., dans les figures III.6a à III.6g. Le dôme de Ponta Grossa apparaît sur ces cartes aux stades III.6c et III.6f.

L'évolution stratigraphique du bassin du Parana s'est pratiquement arrêtée à la fin du stade rift de séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, à environ 120 Ma. Par contre ,son évolution structurale a continué comme l'indiquent les dépôts post-laves du Crétacé et du Tertiaire. Ils reflètent le soulèvement graduel de la région côtière (SE du Brésil, Serra do Mar), en plus des mouvements verticaux le long des zones de failles de direction NW (Zone de faille Curitiba-Maringa) et E-W (linéament Sao Sebastiao). Aussi, les déplacements des dépôts-centre vers le NW (Ex.: formation Cachoeirinha d'âge Tertiaire) mettent en évidence le soulèvement du bassin.

Figure III.6 - Cartes des isopaques du Bassin du Parana indiquant les différents stades de son évolution, en fonction des différentes formations (D'après Zalan et al., 1987). Cartes :

(a) de l'épaisseur totale des dépôts sédimentaires et des roches ignées post-ordoviens, dans le bassin du Parana;

(b) des isopaques de la formation Ponta Grossa, au Dévonien;

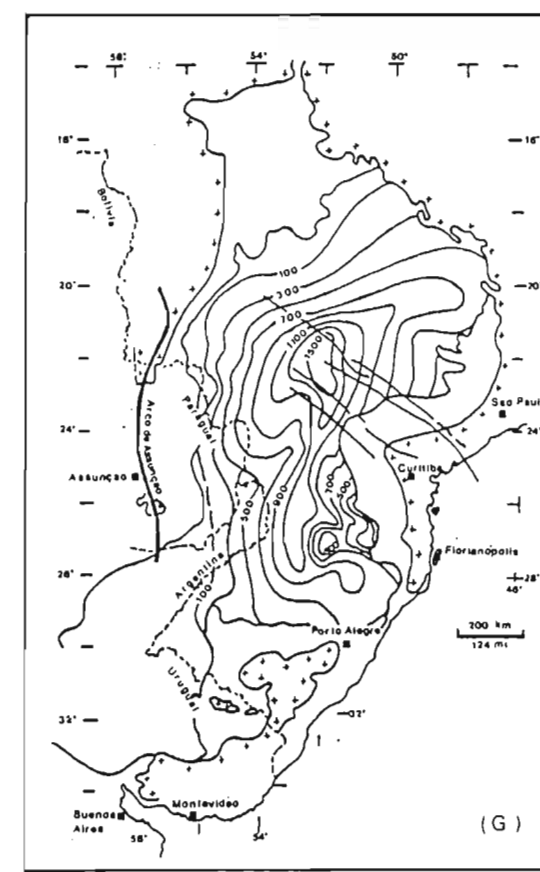
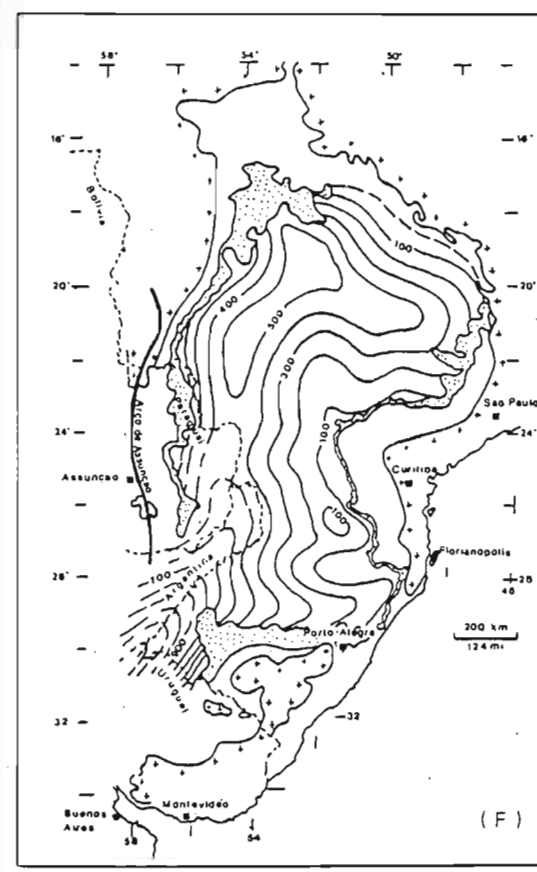
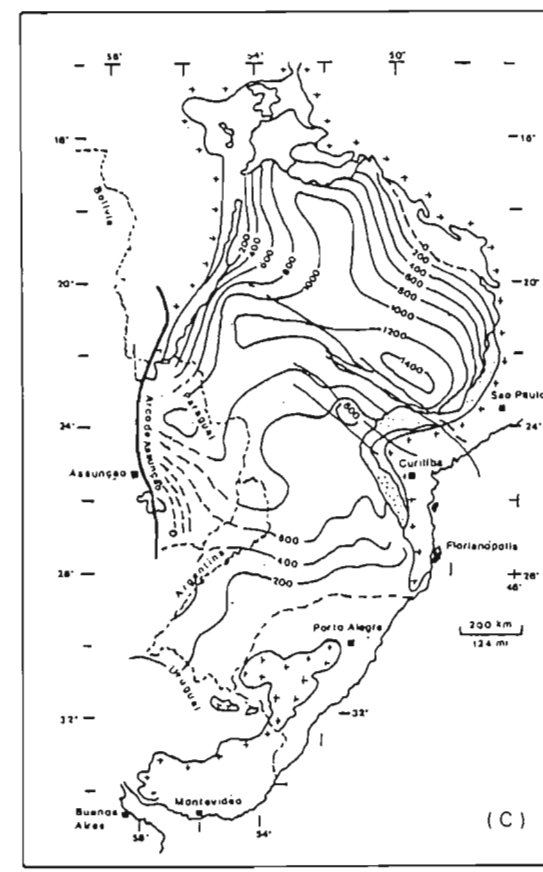
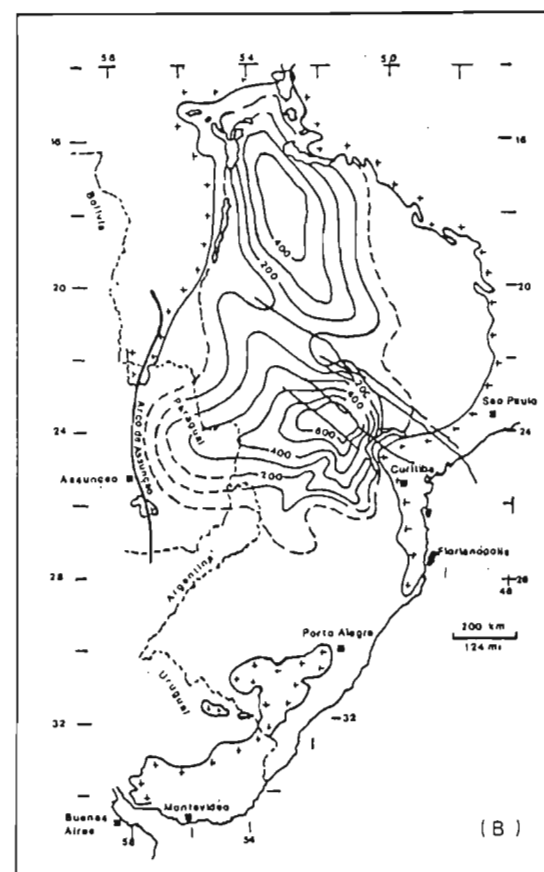
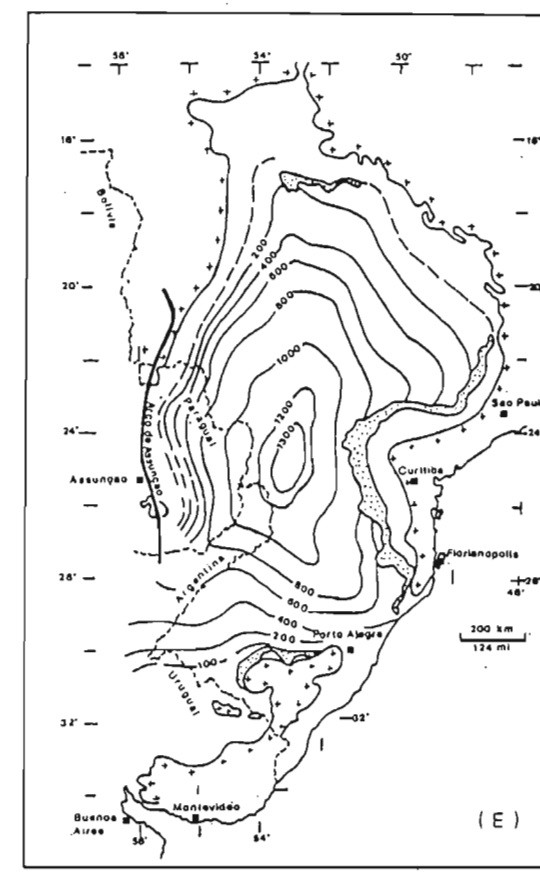
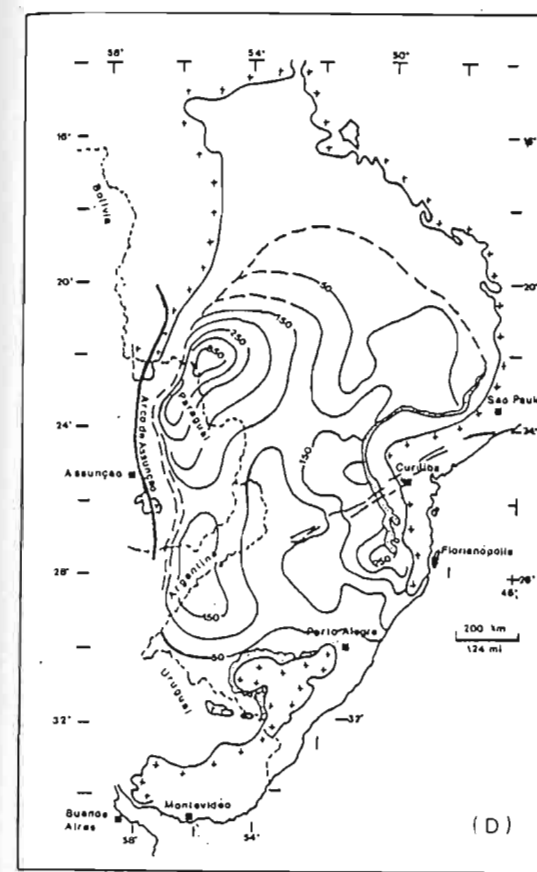
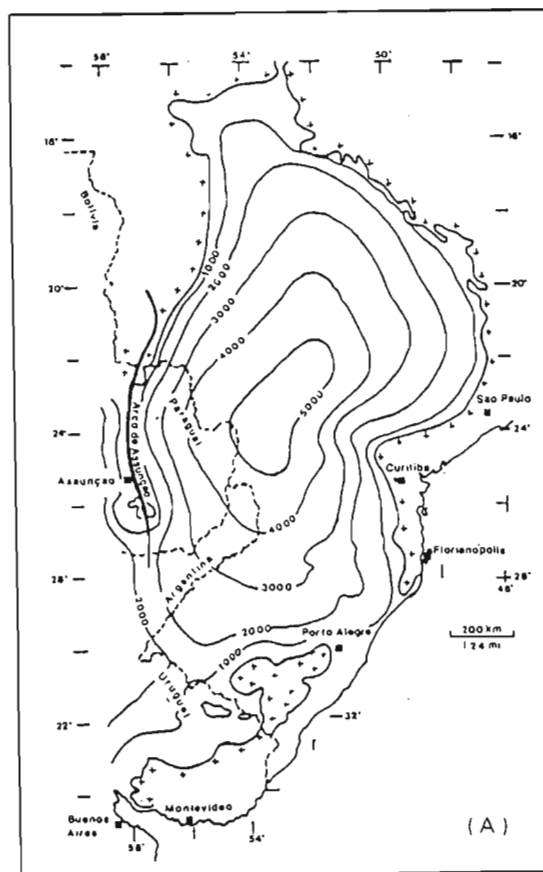
(c) des isopaques du groupe Itararé et de la formation Aquiduaná du Permien Supérieur;

(d) des isopaques de la formation Rio Bonito au Permien;

(e) des isopaques accumulées depuis le Permien Supérieur (membre Serra Alta de la formation Irati, formations Teresina et Rio do Rastro);

(f) des isopaques cumulées depuis le Trias (groupe Rosario do Sul et formation Piramboia) jusqu'au Jurassique Inférieur (Formation Botucatu);

(g) des isopaques des roches effusives de la formation Serra geral du Crétacé Inférieur.



1.4 - Description lithologique des principaux ensembles du socle du Dôme de Ponta Grossa:

Cordani et al. (1984) à partir d'études pétrographiques et d'analyses K-Ar et Rb-Sr d'échantillons prélevés le long de forages dans le bassin du Parana, ont présenté une analyse assez détaillée de la nature et de l'âge du socle. Ces auteurs admettent l'existence d'un noyau cratonique au centre du bassin du Parana, entouré de ceintures mobiles et interprètent leurs données dans le cadre des relations spatio-temporelles entre les grandes subsidences paléozoïques du continent Gondwanien et les structures héritées du développement des ceintures mobiles «Brasiliennes-Pan-Africaines». En effet, le bassin du Parana correspond à une région de la plateforme sud-américaine affectée par les événements métamorphiques et magmatiques du cycle Brasiliano (700-450 Ma).

Une dichotomie du socle précambrien de la région du dôme de Ponta Grossa a été proposée à partir des données radiométriques Rb-Sr et K-Ar. Il serait ainsi divisé en deux domaines géochronologiques : le domaine de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur (représenté par la région cratonique «Luis Alves»; Kaul, 1980) et le domaine du Protérozoïque supérieur (correspondant au système plissé Apiai; Hasui, 1975) (Fig.III.7). Du point de vue métamorphique, le premier domaine est caractérisé par des roches métamorphiques du faciès des granulites, alors que le second domaine est caractérisé par les roches métamorphiques du faciès des schistes verts associées à de nombreux granitoïdes orogéniques. Dans le cadre du domaine du Protérozoïque supérieur sont présents : le Groupe Açungui et la suite intrusive Tres Corregos composés de granites et le Groupe Setuva composé de gneiss, quartzo-micaschistes, quartzites et amphibolites. Dans le domaine de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur sont présents : des gneiss, des migmatites, des quartzites, des amphibolites, des charnockites, des schistes et des dolomites.

De nombreuses classifications tectoniques, stratigraphiques et magmatogéniques du socle du Parana ont été proposées par divers auteurs sans qu'aucune ne soit retenue de manière définitive. Quatre ensembles lithologiques distincts caractérisent le socle Protérozoïque supérieur de la région de l'Arc de Ponta Grossa (Fiori et al., 1987) (Fig. III.8) :

- le complexe Pré-Setuva;
- le Groupe Setuva (formations Agua Clara, Perau et Turvo-Cajati);
- le Groupe Açungui (formations Capiru, Votuverava, Itaiacoca et Antinha);
- la Formation Camarinha.

D'autres types lithologiques sont encore présents dans la région : les granitoïdes précambriens et cambriens et les dykes de diabase mésozoïques.

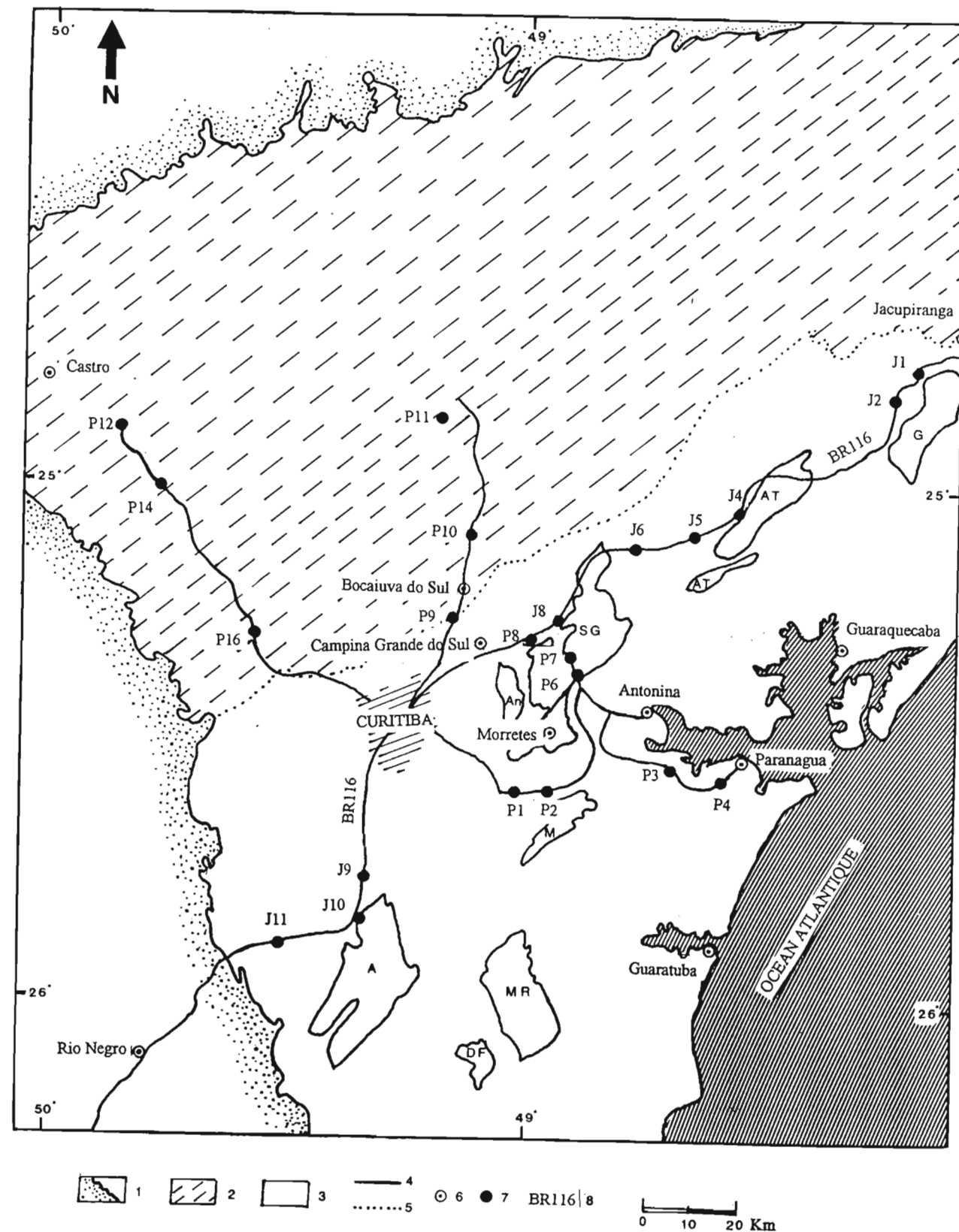
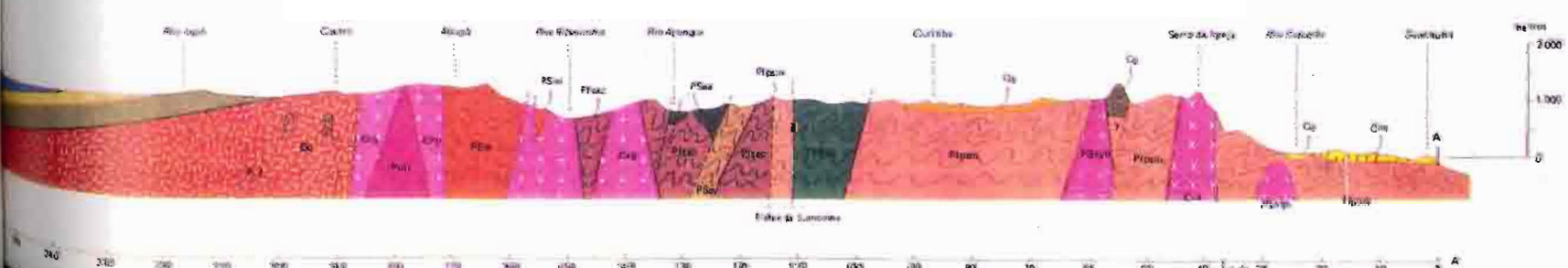
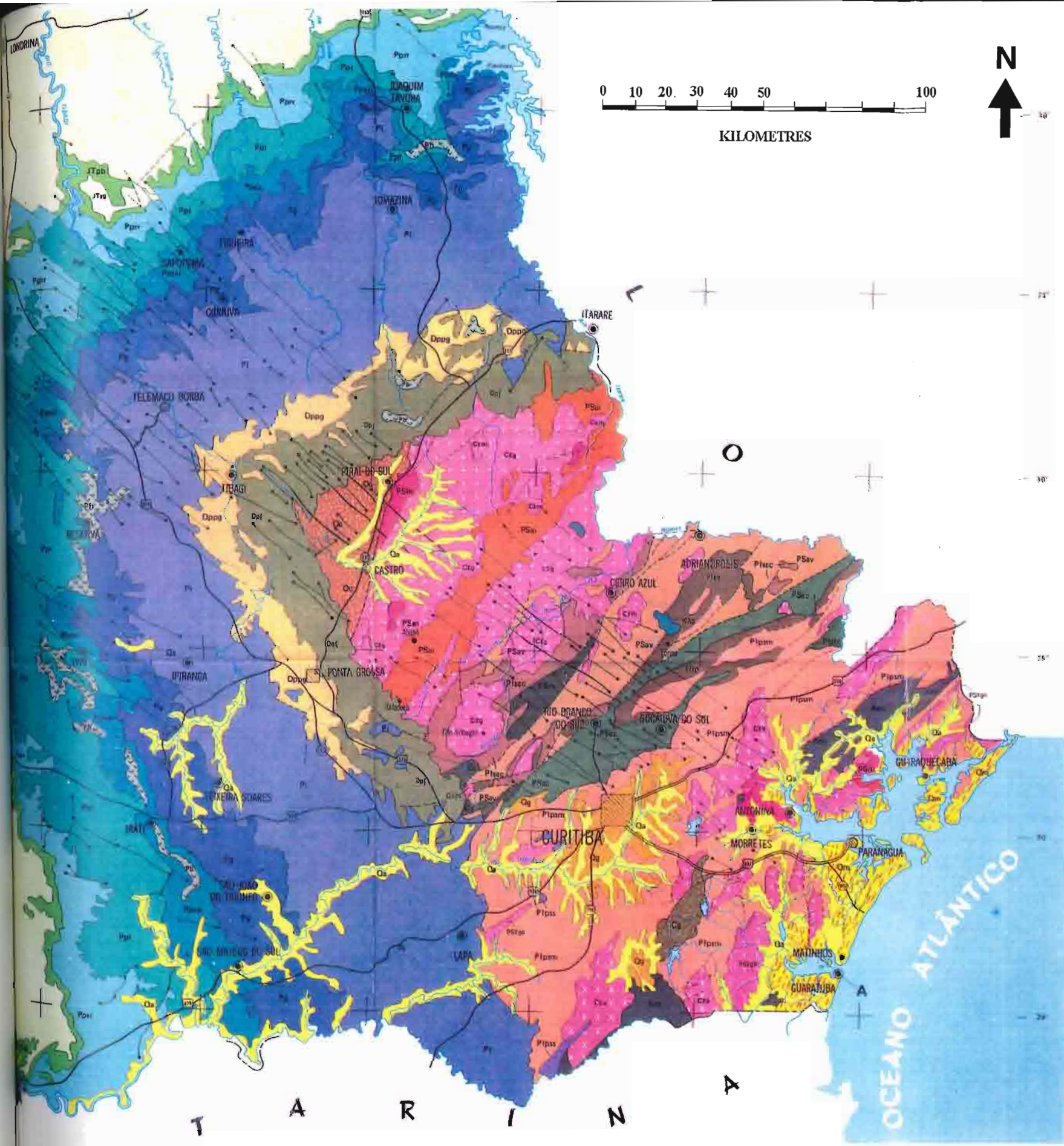


Figure III.7 - Carte de localisation des échantillons d'apatite utilisés pour la datation par les TF et domaines géochronologiques du socle de la région de l'Arc de Ponta Grossa (D'après Teixeira Kaul, 1984). Les échantillons sont signalés sur la carte par la première lettre de chaque série : Ex. J pour les échantillons de la série JARN et P pour les échantillons de la série PRCA.
1 - Paléozoïque; 2 - Protérozoïque supérieur; 3 - Archéen et Protérozoïque inférieur; 4 - Contact défini; 5 - Limite approximative; 6 - Villes; 7 - Localisation des échantillons et 8 - Routes.



CONVENÇÕES

- Contato entre unidades geológicas -----
- Falhas -----
- Diques de rochas basálticas -----
- Dobras complexas -----
- Divisa de Estados -----
- Rodovias simples ou de pista dupla -----
- Cidades: grande, média, pequena -----

ESBOÇO ESTRATIGRÁFICO								
ERA	CONVENÇÃO	PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO	ROCHAS (PRINCIPAIS FÓSSEIS)			
CENOZÓICO 0 a 66 m.a.	Qa	QUATERNÁRIO < 1.8 m.a.			Aluviões			
	Qm			Sedimentos marinhos inconsolidados				
	Qg		GUABIRÓTUBA	Argilitos, arcólios, margas, areias e cascalhos				
MESOZÓICO 230 a 66 m.a.	Kba	CRETÁCEO 140 a 66 m.a.	BAIRRU	ADAMANTINA	Arenitos finos, siltitos e lamitas marrons			
	Kbr			SANTO ANASTÁCIO	Arenitos e lamitas			
	Kbc			CAIUÁ	Arenitos arredondados (Therapsida)			
	JKsg	JURÁSSICO TRIASSICO 140 a 230 m.a.	SÃO BENTO	SERRA GERAL	Derrames e siltos de basaltos e "andesitos"			
	JTpb			PIRAMBÓIA e BÓTUCATU	Arenitos e siltitos com raras conglomerações (Coliariae e Therapsida)			
	PALEOZÓICO 570 a 250 m.a.	Pp	PERMIANO 280 a 230 m.a.	PASSA DOIS		Intrusões gábricas com diferenciados alcalinos		
		Ppr			RIO DO RASTO	Siltitos e arenitos verdes ou vermelhos e calcarenitos (Endothiodon, Leinax, Terrapops, Phytocera e Calamites)		
		Ppi			TEREZINA	Siltitos e calcários (Pezomella neotropica)		
		Ppm			SERRA ALTA	Lamitos e folhelhos (Maackia, Tholomanus, Acanthoidea)		
		Pps			IRATI	Argilitos e folhelhos, folhelhos pirobetuminosos (Mesosaurus brasiliensis)		
Ppt		PALERMO			Siltitos cinzentos (Cardiocarpus e Dadoxylon)			
Ppu		RIO BONITO			Arenitos, siltitos, folhelhos, calcários e camadas de carvão (Plicopasia sp; Sanguinolites brasiliensis, Glossopora e Gangamopteris)			
SUPERIOR		PI	INFERIOR	ITARARÉ	RIO DO SUL	Folhelhos e siltitos cinzentos, arenitos e diamictitos (Chonetes sp; Langella imbutuensis, Werthis sp, Mosepocera catharina)		
					MAFRA	Arenitos, siltitos e riolitos (Elonidius gondwanus)		
					CAMPO DO TENENTE	Arenitos grossolitos, siltitos, diamictitos		
					DEVONIANO 345 a 395 m.a.	PARANÁ	PONTA GROSSA	Folhelhos e siltitos cinzentos (Australocollia tourteloti e Metacryphaeus australis)
							FURNAS	Arenitos e siltitos (Ronaulia furna)
					ORDOVICIANO 500 a 435 m.a.	CASTRO		Siltitos, arenitos, arcólios, conglomerações, riolitos, tufo e brechas riolíticas. Raros andesitos
CAMBRIANO 570 a 500 m.a.		GRANITÓIDES	GUARATUBINHA	Riolitos, andesitos, siltitos, arenitos e conglomerações				
			CAMARINHA	Siltitos, argilitos, conglomerações e arenitos erosivos				
				Granitos alcalinos, sienitos e alaskitos; Granodioritos, monzonitos e granitos com hornblenda e hornblenda + biotita. Cores acinzentadas. Dielitos graníticos com rochas de cores creme e avermelhadas, com macrocristais de feldspato K Granitos gnáissios, de anaxia				
PROTEROZÓICO 2500 a 570 m.a.		PROTEROZÓICO SUPERIOR 1000 a 570 m.a.	AÇUNGUI	SÉQUENCIA ANTINHA	Metasilites, metarenitos e metacalcários. Raros metaconglomerações			
	ITAIACOCA			Metasilites, metarriolitos, mármore dolomítico e dolomitos, metarenitos, quartzitos e micaxistos				
	CAPIRU			Metasilites, metargilitos, filitos graníticos, mármore dolomítico e dolomitos, metarenitos				
	VOTUVERAVA			Metasilites, metargilitos, metarriolitos, ardósias, metarenitos ou micaxistos. Calcários e dolomitos				
				Migmatitos bandados, micaxistos e quartzitos				
	PROTEROZÓICO INFERIOR 2500 a 1800 m.a.	SETUVA	ÁGUA CLARA	Calcaxistos, mármore, micaxistos, metatufos básicos. Rochas manganosíferas				
			URVO-CAJATI	Granado-biotita xistos, actinolita-biotita xistos, xistos calcossilíceos, mármore dolomítico e calcossilíceos.				
			PERAU	Calco-xistos, micaxistos, metabasitos, anfíbolicos e quartzitos. Metavulcanismos ácidos localmente				
			COMPL. EOC. PRÉ-SETUVA	Migmatitos bandados, gnáissios listados, gnáissios oculares, quartzitos e magnetita				
			COMPLEXO SERRA NEGRA	Anfíbolicos, metabasitos, serpentinitos e telocaxistos				
ARQUEANO > 2.500 m.a.				Charnockitos, granulitos, xistos magnesianos, anfíbolicos, micaxistos e quartzitos.				

Figure III.8 - Carte géologique de l'Etat du Parana, Brésil (Minerpar, 1986).

1.5 - Le volcanisme jurassico-crétacé du Parana et de Etendeka :

De nombreuses publications suggèrent une source commune pour les coulées basaltiques du Parana (SE du Brésil) et de Etendeka (SW de l'Afrique, en Namibie). Dans le modèle de O'Connor et Duncan (1990), les coulées basaltiques du Parana (Brésil), de Etendeka (Namibie), de la ride Walvis (E du point chaud Tristan da Cunha) et du seuil de Rio Grande (W du point chaud Tristan da Cunha), ont des signatures géochimiques et isotopiques semblables entre elles, typiques de points chauds, et indiquent une même origine. La source serait le point chaud «Tristan da Cunha» situé dans l'Atlantique Sud, au parallèle 40°S (Fig.III.9).

Ce magmatisme, connu sous l'appellation Formation «Serra Geral» au Brésil, représente l'un des plus importants épanchements volcaniques de la surface de la Terre. Il couvre une région d'environ 1 200 000 km², soit 75% du Bassin du Parana. D'après Maack (1952) et Leinz (1966), l'épaisseur totale en roches volcaniques est d'environ 350m aux bords du bassin, et d'environ 1000 m dans sa partie centrale. Le volume total estimé de roches volcaniques, à partir de l'épaisseur moyenne de laves (660m), est de 790 000 km³ (Bellieni et al., 1986).

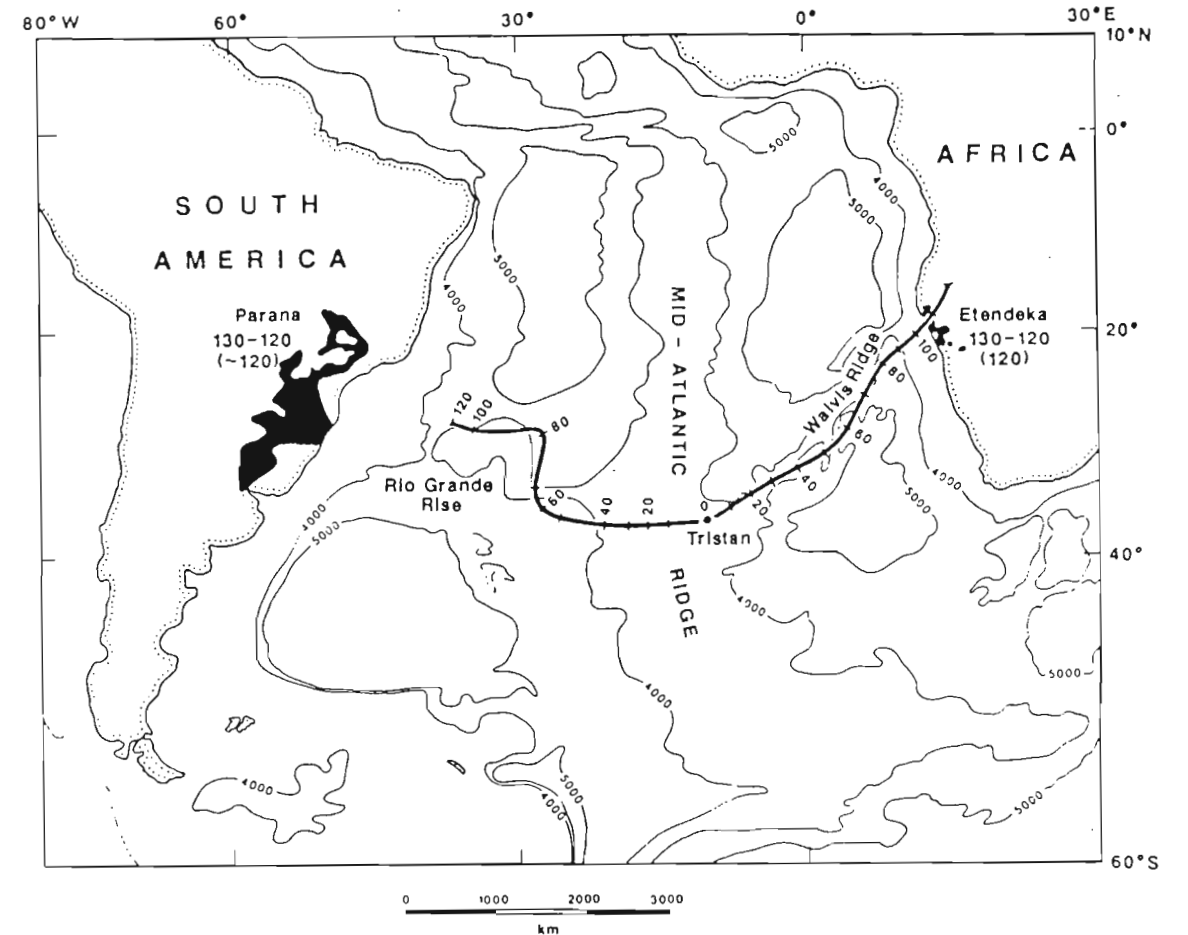


Figure III.9 - Représentation de l'Atlantique Sud et de la position du point chaud Tristan da Cunha par rapport à la ride de Walvis, au seuil de Rio Grande et aux provinces basaltiques du Parana et de Etendeka (marquées en noir) (D'après White et McKenzie, 1989 et Duncan, 1984). Les deux courbes en gras de chaque côté de Tristan da Cunha représentent la trace apparente du point chaud depuis l'ouverture de l'Atlantique Sud. Les chiffres qui jalonnent ces courbes indiquent l'âge du plancher océanique local.

Les intrusions de centaines de dykes basaltiques dans les séquences paléozoïques et le socle cristallin pré-cambrien, indiquent que le volcanisme Serra Geral a affecté une région plus étendue que celle actuellement occupée par le volcanisme. Les dykes sont concentrés dans la partie NE du bassin, dans la région de l'APG et notamment le long de la côte Atlantique, entre les villes de Santos et de Rio de Janeiro.

Les âges radiométriques K-Ar (biotite et feldspath) et Rb-Sr (roche totale) des coulées basaltiques et des dykes sont compris entre 135 Ma et 115 Ma pour la région du Parana (parmi les nombreuses publications figurent les travaux de Cordani et al.; 1967; 1968; 1970; 1981; Melfi, 1967; Mantovani et al., 1985; Piccirillo et al., 1987; Rocha Campos et al., 1988, etc). Pour la région de Etendeka, les âges $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur feldspath sont compris entre 130 Ma et 125 Ma (Erlank et al., 1984).

Le volcanisme fissural de la formation Serra Geral a été suivi d'un important magmatisme alcalin pendant le Crétacé Supérieur et le Tertiaire, entre 130 Ma et 65 Ma (Ulbrich et Gomes, 1981). Ce magmatisme, localisé au NE du bassin du Parana, dans le dôme de Ponta Grossa et ses environs immédiats (Fig. III.10), est daté par K-Ar vers 140-125 Ma (Jacupiranga), 140-105 Ma (Anitapolis), 115-95 Ma (Itapirapua), 80-60 Ma (Mato Preto) avec deux intervalles distincts pour Lages, à 80-60 Ma et 110-105 Ma (Gomes et al., 1990). La mise en place de ces roches alcalines est contrôlée par la tectonique régionale (essentiellement les grandes fractures NW-SE, associées à la structure du dôme de l'APG).

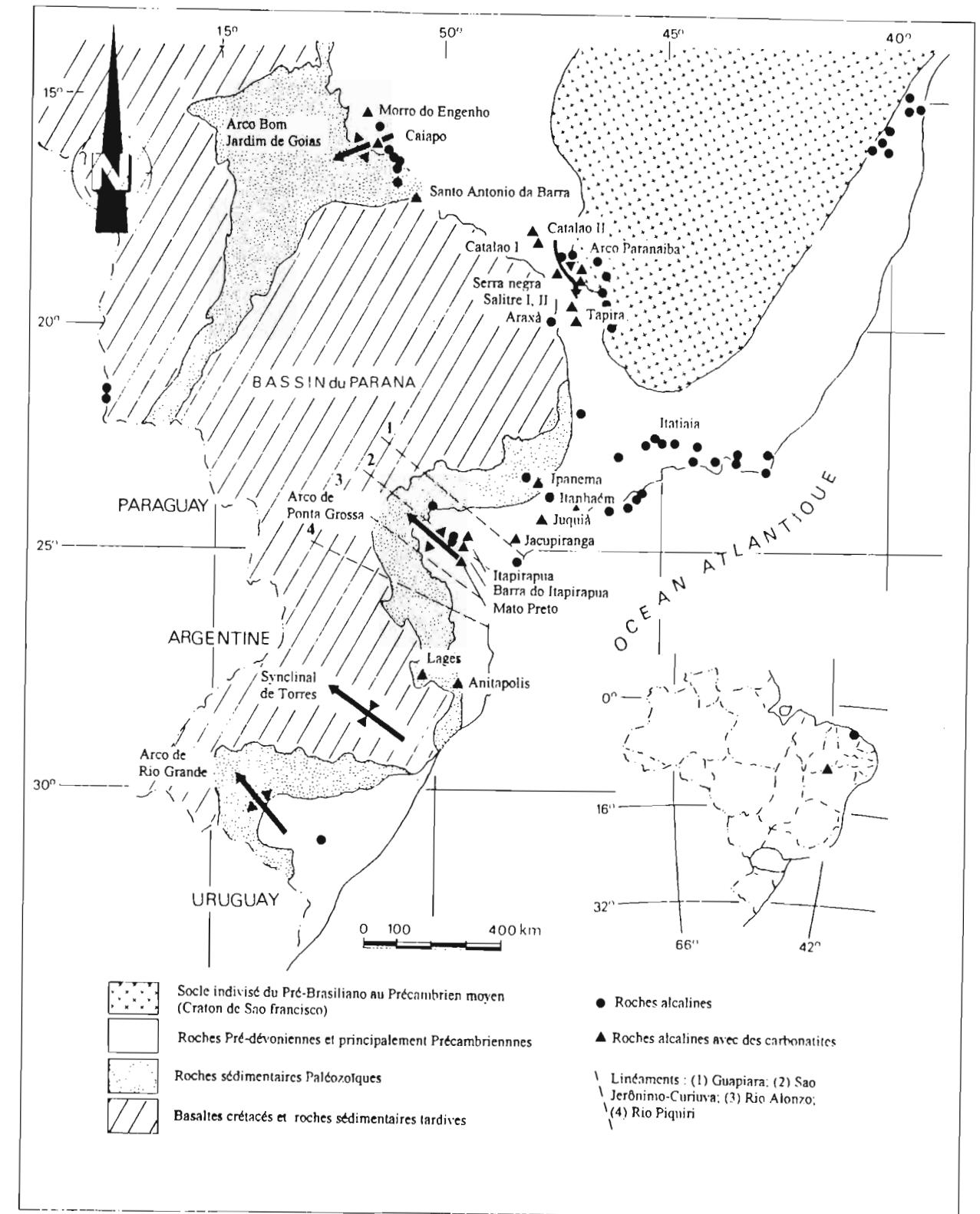
Le volcanisme jurassico-crétacé a affecté non seulement le bassin du Parana mais également toute la partie sst de la plateforme sud américaine (Sial, 1976; Petri et Fulfaro, 1983), suggérant que ce volcanisme est associé à des processus géodynamiques ayant conduit à la séparation de l'Amérique du Sud et de l'Afrique, et à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud.

1.6 - L'ouverture de l'Atlantique Sud :

Parmi les travaux les plus récents portant sur l'évolution de l'océan Atlantique Sud figurent ceux de Nürnberg et Müller (1991). Ces auteurs proposent un modèle tectonique évolutif de l'Atlantique Sud, du Jurassique Supérieur à l'Actuel, construit à partir de données altimétriques, obtenues par satellite Géosat, géologiques, à partir de carottes, et géophysiques, sur les anomalies magnétiques. De plus, ce modèle tient compte des déformations des continents Sud-Américain et Africain associées à l'ouverture océanique.

Dans la présente étude, nous avons pris comme référence le modèle ci-dessus cité parce qu'il résume les idées les plus récentes sur l'ouverture de l'Atlantique Sud, tout en intégrant les travaux antérieurs effectués par nombreux auteurs (Rabinowitz et LaBrecque, 1979, etc). Il se résume ainsi de la manière suivante :

- entre 150 Ma et 130 Ma, une première phase de rifting se développe à partir du point le plus au Sud de l'Amérique du Sud, jusqu'à vers 38°S, provoquant une série de distensions continentales et de décrochements dans les bassins de Salado et Colorado (Sud de l'Argentine et



de l'Uruguay);

- à 130 Ma le rift se propage le long de la zone de déformation entre les bassins de Chacos et Parana (jusqu'à 28°S) provoquant également des décrochements. Cette activité tectonique aurait perduré jusqu'à 126,5 Ma;

- selon les auteurs, l'ouverture de l'Atlantique Sud se situe soit à 126,5 Ma (Nürnberg et Müller, 1991; Emery et Uchupi, 1984), correspondant à l'anomalie magnétique M4 (la plus ancienne ayant été déterminée sur la croûte océanique et déterminant la séparation des continents Sud Américain et Africain), soit à 135,6 Ma (Rabinowitz et LaBrecque, 1979) correspondant à l'anomalie CHRON 12, observée sur les plateaux continentaux de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, et associée aux coulées basaltiques, marquant ainsi le début de la phase rifting;

- entre 126,5 Ma (anomalie M4) et 118,7 Ma (anomalie M0) a lieu la propagation des rifts dans la cuvette de la Benoué et au Niger, avec développement de mouvements de décrochement;

- aucune signature magnétique n'a été décelée entre 118,7 Ma (anomalie M0) et 84 Ma (anomalie CHRON34);

- l'ouverture de l'Atlantique équatorial a eu lieu après l'anomalie magnétique M0 (118,7 Ma);

- depuis 84 Ma (CHRON 34), l'ouverture de l'Atlantique Sud a été caractérisée par une simple divergence des plaques Sud-Américaine et Africaine.

Le taux d'expansion océanique augmente entre les anomalies M4 et CHRON34. En effet, ce taux passe de 28 mm/an à 126,5 Ma à 38 mm/an à 84 Ma, marquant le pic de la vitesse d'expansion de l'océan Atlantique. Le taux d'expansion océanique va diminuer ensuite jusqu'à atteindre des valeurs de l'ordre de 14-16 mm/an aux CHRON 27-25. Signalons que Cande et al. (1988), à partir de l'analyse des données altimétriques, ont proposé une corrélation entre le nombre de fractures développées dans des vastes zones bordant le rift et la vitesse d'expansion océanique. En effet, d'après ces auteurs, il semblerait que pendant les périodes de diminution du taux de développement du plancher océanique, le nombre de fractures augmente, la réciprocity étant également vérifiée.

1.7 - Evolution tectonique de l'"Arco" de Ponta Grossa (AGP) :

Différents auteurs s'accordent à dire que le dôme (ou "Arco") de Ponta Grossa est apparu comme une structure tectonique à tendance positive au Mésozoïque. Fulfaro et al. (1982) à partir d'analyses tectono-sédimentaires, situent sa structuration comme concomitante au soulèvement Trias-Jurassique (220Ma). Zalan et al. (op. cit.) suggèrent également l'apparition d'un dôme pré-rift s'élevant dans la région au Trias-Jurassique, sur la base d'études de forages et l'établissement d'isopaques. Soares et al. (1974), dans une étude sur l'analyse des cycles de sédimentation et l'évolution géotectonique du bassin de Parana, situent le début du soulèvement de l'APG au Permien moyen (240 Ma), alors que Melfi et al. (1988) considèrent que la formation de l'APG

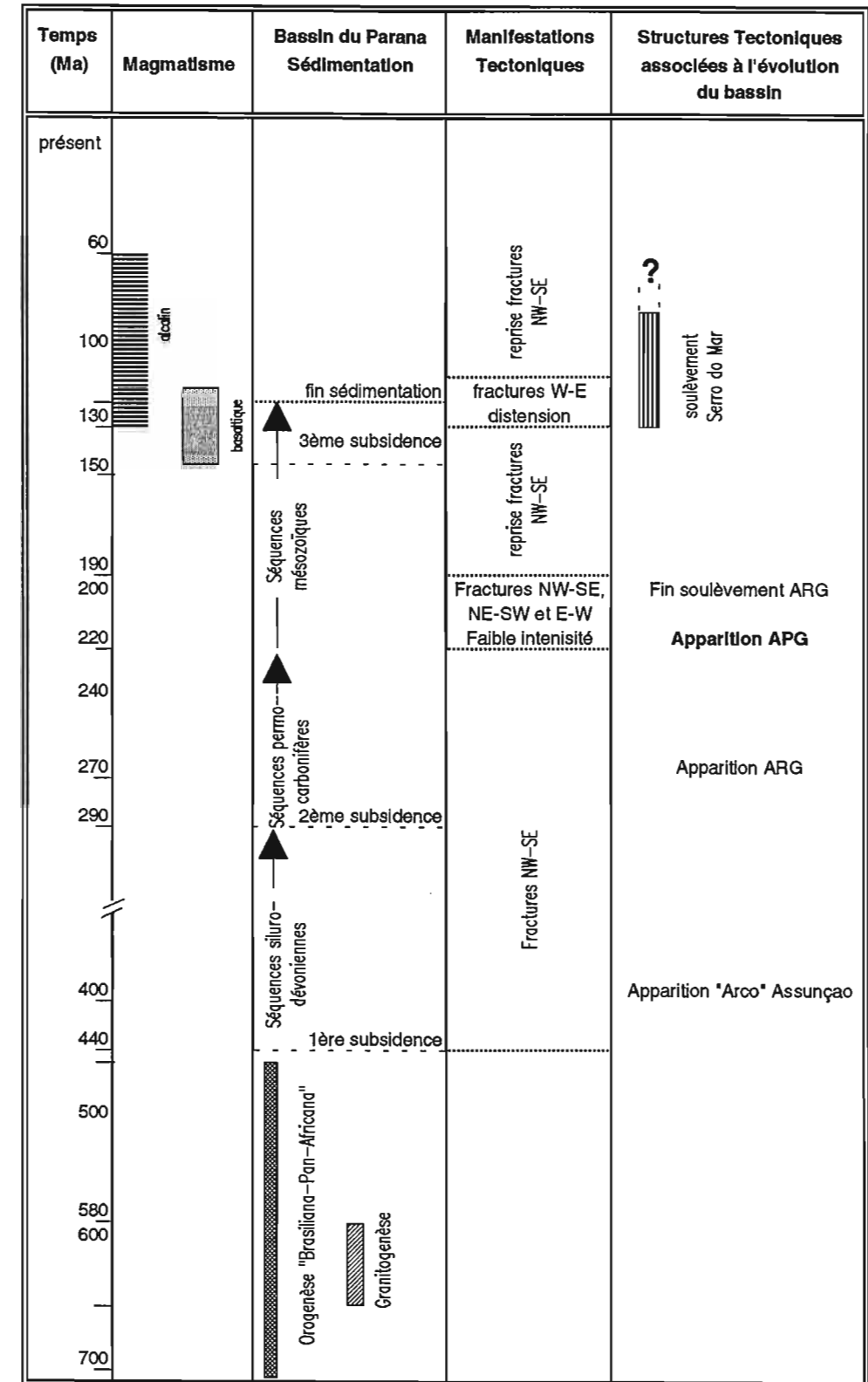


Tableau III.1 - Histoire schématique comparée du magmatisme, de la sédimentation et des manifestations tectoniques dans le bassin du Parana.

est contemporaine de celle de l'"Arco" de Assunção, au Siluro-Dévonien, tout en se basant sur les données de Zalan et al.

Dans ce travail nous considérons que première phase de structuration de l'APG s'est effectuée au Permien Inférieur (Fig.III.6c). Au Trias-Jurassique (~220 Ma) cette structuration est plus accentuée (Fig.III.6f), et à partir de 130 Ma l'APG a été affecté par le soulèvement de la "Serra do Mar" jusque vers au moins 90 Ma.

Le tableau III.1 résume les différentes étapes de l'évolution de l'APG dans le cadre de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin du Parana.

DEUXIEME PARTIE

ASPECTS GEOCHRONOLOGIQUES

Nous avons collecté dans l'Arco de Ponta Grossa 27 échantillons de granitoïdes selon plusieurs transects à partir de Curitiba, en utilisant les axes routiers principaux de la région (Fig.III.7). Les prélèvements se situent donc tous dans le socle métamorphique de l'APG. Les onze échantillons de la série JARN ont été prélevés selon une direction NE-SW et les seize de la série PRCA selon une bande de direction NW-SE. Cinq échantillons sur les 27 prélevés ne renferment pas d'apatites et n'ont donc pas été datés. Il s'agit de deux granitoïdes de la série JARN (JARN3 et JARN7) et trois de la série PRCA (PRCA-5, PRCA-13, PRCA-15). Ces cinq échantillons n'ont donc pas été représentés sur la carte (Fig.III.7).

Par ailleurs, les biotites de 27 échantillons ont été séparées pour être datées par K-Ar. Douze datations sur les échantillons ont effectivement pu être réalisées, dont deux en roche totale et neuf sur biotite, au Centre de Géochronologie de l'Université de Sao Paulo.

Compte tenu cadre de ce travail, nous n'avons pas effectué d'études sur la nature pétrographique de nos granitoïdes. En effet, ce type d'analyse apporte peu d'informations pour la datation par la méthode des traces de fission.

1 - DATATIONS PAR K-Ar

La plupart des biotites des échantillons étudiés étaient trop altérées pour être datées par K-Ar. Une datation a cependant été tentée pour les biotites des dix granitoïdes les moins altérés. Deux échantillons ont été datés en roche totale. Les mesures effectuées sont présentées dans le tableau III.2 et sur la figure III.11. Neuf échantillons, malgré parfois des teneurs faibles en K, indice d'altération des biotites datées, présentent néanmoins des âges typiques de la chaîne côtière «Brasilianna-Pan-Africana», c'est à dire compris entre 650 Ma et 420 Ma. Trois échantillons sortent de cet ensemble. Les biotites de JARN-02, qui ne renferment que 2% de K, présentent un âge de 911 Ma. Etant donné que la fin du métamorphisme régional est daté à ~450 Ma, on peut supposer que cet âge résulte de la présence d'argon en excès. La présence de 58% d'argon atmosphérique dans les biotites de JARN-09 ainsi que leur faible teneur en K suggèrent que leur âge K-Ar est peu significatif et ne devrait donc pas être retenu. Par contre les biotites de PRCA-11 ont une teneur normale en K et leur âge de 219 ± 13 Ma doit être considéré. Cet âge correspondrait à une perte partielle d'argon radiogénique due à un épisode thermique plus jeune que 219 Ma.

Ces datations ont été réalisées afin de contrôler l'âge du dernier événement thermique dont

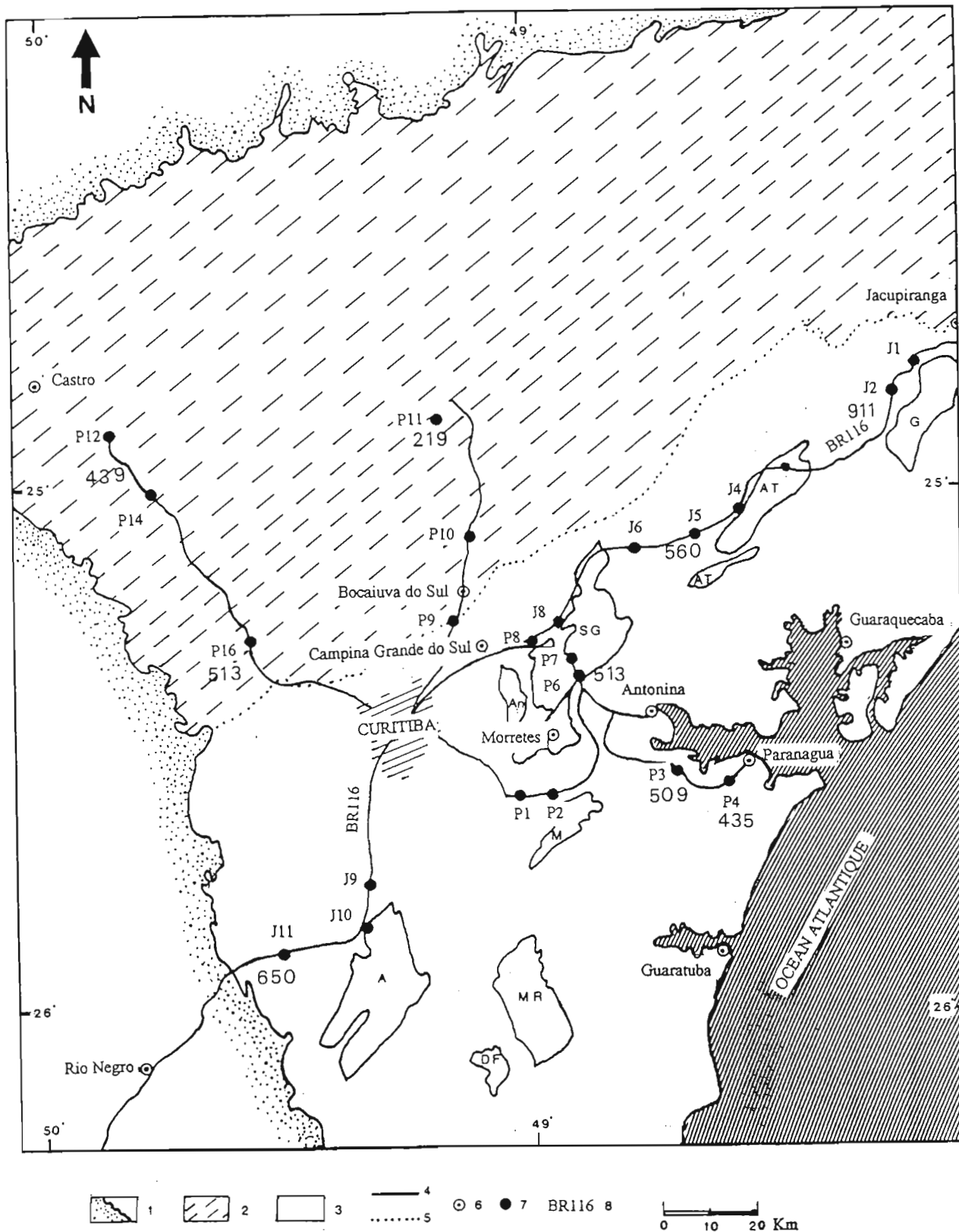


Figure III.11 - Carte des âges K-Ar des échantillons prélevés dans l'"Arco" de Ponta Grossa en fonction de leurs localisations (D'après Teixeira Kaul, 1984).
 1 - Paléozoïque; 2 - Protérozoïque Supérieur; 3 - Archéen et Protérozoïque Inférieur;
 4 - Contact défini; 5 - Limite approximative; 6 - Villes; 7 - Localisation des échantillons;
 8 - Routes.

Echantillon	Minéral	K %	$\pm \sigma$ %	A x (10E-6) ccSTP/g	A (atm) %	Age $\pm 2 \sigma$ Ma
JARN-02	Biotite	2,3830	2,0684	109,54	6,61	911 \pm 35
JARN-03	Biotite	3,6641	7,9067	91,64	7,14	555 \pm 50
JARN-05	RT	2,2181	0,5000	56,47	4,25	560 \pm 13
JARN-09	Biotite	4,6616	3,1806	8,61	58,35	47 \pm 14
JARN-11	Biotite	2,6104	4,0284	79,05	17,53	650 \pm 43
PRCA-03	Biotite	6,2548	2,5693	142,61	9,45	509 \pm 23
PRCA-04	Biotite	7,5793	3,2487	144,45	5,38	435 \pm 26
PRCA-05	RT	3,6852	0,6965	68,54	16,45	425 \pm 16
PRCA-06	Biotite	5,0072	2,1406	115,26	6,93	513 \pm 31
PRCA-11	Biotite	5,8931	2,0193	53,15	20,03	219 \pm 13
PRCA-13	Biotite	5,9199	2,8445	113,92	12,99	439 \pm 42
PRCA-16	Biotite	5,3579	1,2603	123,40	10,89	513 \pm 11

Tableau III.2 - Les âges K-Ar pour 12 échantillons de l'"Arco" de Ponta Grossa. Les colonnes 3,4, 5 donnent respectivement, le pourcentage de K mesuré, sa précision, la quantité de Ar radiogénique pour chaque échantillon; les colonnes 6 et 7 indiquent le pourcentage de A atmosphérique et les âges K-Ar obtenus. (Mesures obtenues au Laboratoire du Centre de géochronologie de l'Université de Sao Paulo).

la température était supérieure à 120°C. Comme on pouvait s'y attendre, la plupart des mesures indiquent un refroidissement au-dessous de 250°C-300°C, il y a 420-650 Ma, comme établi précédemment par les travaux de Cordani et al. (1975). L'âge le plus récent constitue donc la limite supérieure des âges apparents que les apatites seraient susceptibles de donner.

2 - DATATIONS PAR TRACES DE FISSION - RESULTATS

2.1 - Âges apparents :

Tous les échantillons ont été datés selon la technique dite du détecteur externe (Chap. I.4.2). Les traces fossiles et induites dans l'apatite ont été révélées à l'aide de l'acide HNO_3 , 1M à une température contrôlée de 20°C pendant 35 secondes, et les traces induites dans le kapton ont été révélées avec une solution de NaOCl (14%) + NaCl (12%) à ébullition, pendant 8 minutes. Les densités de traces fossiles et induites dans l'apatite ont été déterminées à partir de comptages de traces sur un microscope LEITZ, avec un objectif x100 à immersion et des oculaires x10. En ce qui concerne les densités de traces induites dans le kapton, elles ont été déterminées sur un microscope LEITZ, avec un objectif x160 à sec et des oculaires x10.

Pour chaque échantillon, 10 à 50 cristaux ont été analysés (Tableaux des résultats analytiques en Annexe C). Le test du χ^2 a été appliqué pour tous les échantillons. Sur les 22 échantillons, 21 ont passé le test du χ^2 ; leurs âges TF appartiennent donc à une même population et par conséquent révèlent un comportement semblable vis à vis de l'histoire thermique inférieure à 120°C. Les âges ont été calculés de trois façons: selon la calibration $\Phi/\lambda_{\text{(op)}}$ et les calibrations $\zeta_{(962)}$ et $\zeta_{(963)}$. On constate que ces trois modes de calcul donnent des résultats indistinguables. Dans la suite de ce travail, nous considérerons donc par simplicité les seuls âges $\zeta_{(962)}$. Ces âges ont été calculés selon la méthode «conventionnelle» de Green (1981), comme décrit en Chap. I.5.2 et figurent dans le tableau III.3 récapitulatif. Pour l'échantillon PRCA-11, qui ne satisfait pas au test du χ^2 , l'âge a été calculé différemment, c'est à dire comme la moyenne des âges des 22 cristaux mesurés. Cet âge, de $149,0 \pm 69,0$ Ma et qui n'a plus de signification géologique, est nettement plus ancien que celui de $101,0 \pm 7,1$ Ma calculé selon la méthode conventionnelle. Cet échantillon était relativement difficile à utiliser, car la présence de craquelures, inclusions minérales et fluides rendait la reconnaissance de traces de fission plus délicate. Il est donc possible qu'une certaine dispersion des mesures ait pu s'en suivre (Green, 1981). Cependant, une différence de 50% entre l'âge calculé selon la méthode conventionnelle et selon la méthode de la moyenne des âges des grains de l'échantillon, est trop grande pour pouvoir être expliquée de cette façon. Elle est due à une grande dispersion des âges individuels, très supérieure dans PRCA-11 à ce que l'on peut observer pour les autres apatites (voir tableaux analytiques de l'annexe C). En effet, pour les échantillons passant le test du χ^2 et échantillonnés à une altitude inférieure à 900 m, les âges apparents sont essentiellement groupés entre 60 Ma et 120 Ma, avec une distribution unimodale. Ce cas est illustré par les histogrammes des échantillons JARN-04, JARN-08 et JARN-09 de la figure III.12. Les échantillons prélevés à une altitude supérieure à 900 m peuvent présenter quelques apatites avec des âges plus anciens, jusque vers 180 Ma, comme PRCA-08 et PRCA-10 (Fig. III.12). L'examen des longueurs confinées nous permettra de rendre compte de ces âges plus anciens. Enfin, pour le seul échantillon qui ne passe pas le test du χ^2 , l'échantillon PRCA-11, on observe que les âges des 22 apatites datées sont uniformément répartis entre 40 Ma et

270 Ma. L'analyse des mesures de longueurs (voir ci-dessous) montre que la dispersion des âges dans cet échantillon est due en grande partie à l'existence de traces résiduelles d'âge pré-rifting.

On sait que dans les conditions géologiques, les fluorapatites perdent la totalité de leurs traces à une température légèrement inférieure à celle des chlorapatites. Ainsi, pour une durée de chauffage de l'ordre de 1 Ma, on considère qu'une température de 110°C est suffisante pour obtenir une perte totale des traces dans les fluorapatites alors qu'il faut environ 120°C pour les chlorapatites. On sait par ailleurs que les apatites de ces deux types de composition se comportent de la même façon vis à vis de l'effacement des traces aux températures inférieures ou égales à 90°C, d'après les études menées dans le bassin d'Otway (Green et al., 1986). On peut donc supposer que l'échantillon PRCA-11 comporte des apatites de composition variée et qu'il a séjourné quelque temps dans la partie inférieure de la PAZ (Chap. I.6).

Dans les échantillons tels que PRCA-08 et PRCA-10 (Fig. III.12), la plupart des apatites n'auraient, pour les mêmes raisons, que des traces post-rift, seules quelques unes, avec des âges apparents supérieurs à 120 Ma, ayant conservé quelques traces résiduelles pré-rift. Ces deux échantillons auraient donc pu séjourner à la limite inférieure de la PAZ, dans une zone plus chaude que PRCA-11. Alternativement, leurs apatites sont peut-être plus riches en fluor que celles de PRCA-11.

Dans la plupart de nos échantillons, la teneur en uranium varie significativement d'un cristal à l'autre. Seules les apatites d'un échantillon, JARN-04, présentaient une teneur en uranium relativement homogène. Nous avons donc pu dater cet échantillon par la technique des populations (Tab. III.4). On constate que, pour cet échantillon, les techniques du détecteur externe et des populations donnent des résultats remarquablement concordants, avec respectivement $73,7 \pm 4,3$ Ma par le détecteur externe et $70,6 \pm 4,4$ Ma par les populations.

On observe que tous ces âges apparents, sauf pour PRCA-11, sont groupés dans l'intervalle 119-78 Ma, c'est à dire qu'ils sont très largement inférieurs aux âges K-Ar et Rb-Sr sur minéraux, typiques de l'évènement thermo-tectono-magmatique «Brasilliano-Pan-Africano» daté à 700-450 Ma, qui a affecté l'"Arco" de Ponta Grossa. Les âges apparents TF sont par contre, pour les plus anciens (excepté PRCA-11) situés vers 120 Ma, c'est à dire que les plus anciens apparaissent comme quasi-contemporains de l'ouverture de l'Atlantique Sud. On peut donc soupçonner un rapport entre âges apparents TF et rifting.

Echantillon	Localisation	Altitude (m)	n	Ns	ps ± 1σ x (10E+5) tr/cm²	Ni	p ± 1σ x (10E+5) tr/cm²	χ²	p d(962) ± 1σ x (10E+5) tr/cm²	p d(963) ± 1σ x (10E+5) tr/cm²	t (Φ/λ) (Ma)	t (5962) (Ma)	t (5963) (Ma)
JARN - 01	Route BR116, Km20 de Jacupiranga Km 30	200	49	599	7,22 ± 0,29	502	6,05 ± 0,27	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	78,2 ± 4,7	77,6 ± 4,9	78,6 ± 5,0
JARN - 02	Km 80	300	30	121	0,477 ± 0,037	82	0,307 ± 0,039	A	3,278 ± 0,032	*	81,9 ± 12,0	80,9 ± 11,8	*
JARN - 04	Km 90	800	47	885	2,08 ± 0,07	531	1,77 ± 0,08	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	74,7 ± 4,2	73,7 ± 4,3	74,4 ± 4,5
JARN - 05	Km 100	600	35	693	2,34 ± 0,09	380	1,70 ± 0,09	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	87,5 ± 5,5	86,2 ± 5,7	87,9 ± 6,0
JARN - 06	Campina Grande do Sul	700	36	700	3,83 ± 0,14	501	2,72 ± 0,12	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	89,2 ± 5,3	88,0 ± 5,4	89,0 ± 5,5
JARN - 08	N de Mandrituba	800	30	776	3,06 ± 0,11	391	2,04 ± 0,10	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	95,2 ± 5,9	93,7 ± 6,1	95,7 ± 6,1
JARN - 09	S de Mandrituba	900	32	820	7,57 ± 0,26	638	5,19 ± 0,21	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	92,5 ± 4,9	91,0 ± 5,1	93,2 ± 5,2
JARN - 10	Quitandinha	900	50	1094	2,59 ± 0,08	550	1,72 ± 0,07	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	95,4 ± 5,0	93,9 ± 5,2	96,0 ± 5,2
JARN - 11	SW de Antonina	900	30	700	4,59 ± 0,17	414	2,70 ± 0,13	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	108,0 ± 6,8	106,0 ± 6,9	107,4 ± 6,9
PRCA - 01	SW de Antonina	900	37	706	2,25 ± 0,08	346	1,45 ± 0,08	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	97,9 ± 6,4	97,2 ± 6,6	98,3 ± 6,7
PRCA - 02	Serra da Graciosa	700	10	342	6,73 ± 0,37	223	4,36 ± 0,29	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	98,1 ± 8,4	96,7 ± 8,5	98,4 ± 8,7
PRCA - 03	Paranagua	80	13	661	15,0 ± 5,81	454	10,5 ± 4,69	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	90,6 ± 5,6	89,4 ± 5,7	90,3 ± 5,3
PRCA - 04	Paranagua	20	46	1406	6,02 ± 0,16	1041	4,42 ± 0,14	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	86,4 ± 3,5	85,1 ± 3,8	86,9 ± 0,9
PRCA - 06	Serra da Graciosa	190	32	909	3,36 ± 0,11	489	2,39 ± 0,11	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	89,2 ± 4,9	87,8 ± 5,2	89,7 ± 5,3
PRCA - 07	Serra da Graciosa	350	18	817	5,36 ± 0,19	380	4,12 ± 0,21	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	82,4 ± 5,2	81,3 ± 5,3	82,3 ± 5,4
PRCA - 08	Serra da Graciosa	900	38	1581	8,19 ± 0,21	1015	5,22 ± 0,16	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	99,5 ± 4,1	98,0 ± 4,3	99,2 ± 4,8
PRCA - 09	10Km au S de Bocauiwa do Sul	1000	34	371	1,61 ± 0,08	209	0,960 ± 0,066	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	106,3 ± 9,24	104,7 ± 9,0	110,2 ± 9,7
PRCA - 10	20Km au N de Bocauiwa do Sul	1000	50	1448	8,55 ± 0,22	867	4,52 ± 0,15	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	120 ± 5,1	118,0 ± 5,5	120,1 ± 5,5
PRCA - 11	80Km au N de Bocauiwa do Sul	800	22	691	3,71 ± 0,14	321	2,28 ± 0,13	R	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	*	149,0 ± 68,0	*
PRCA - 12	Km 40 de Castro	1000	43	998	3,43 ± 0,11	496	1,80 ± 0,08	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	120,5 ± 6,7	119,0 ± 6,9	120,2 ± 7,1
PRCA - 14	Km 60 de Castro	700	43	1089	7,48 ± 0,23	869	5,26 ± 0,18	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	90,0 ± 4,2	88,8 ± 4,3	89,9 ± 4,6
PRCA - 16	Km 80 de Castro	800	25	174	1,43 ± 0,11	123	1,01 ± 0,09	A	4,094 ± 0,035	0,106 ± 0,002	93,3 ± 11,0	92,0 ± 11,0	93,2 ± 11,9

Tableau III.3 - Les âges apparents TF des échantillons de l'Arc de Ponta Grossa. Colonnes 1, 2 et 3: les références pour chaque échantillon analysé. Colonnes 4, 5, 6, 7 et 8: sont respectivement les nombres de grains et de traces fossiles comptés, la densité fossile obtenue avec sa précision, le nombre de traces induites comptées et la densité induite avec sa précision; colonne 9: probabilité pour qu'un échantillon soit accepté (A) ou rejeté (R) lors du test du χ^2 ; colonnes 10 et 11: les densités induites des moniteurs 962 et 963 respectivement; colonnes 12, 13 et 14 respectivement, les âges TF apparents calculés selon les calibrations Φ/λ et ζ_{962} et ζ_{963} . Nous avons pris dans ce travail, les âges TF apparents obtenus à partir de la calibration ζ_{962} comme référence (colonne en grisé) (voir Chap.I paragraphe 3.2). Un seul échantillon n'a pas passé le test du χ^2 , PRCA-11. Son âge a été calculé à partir de la moyenne des âges individuels des cristaux. Chacun de ces âges a été déterminé également à partir de la calibration ζ_{963} . Les conditions expérimentales utilisées pour la détermination des âges sont décrites dans les tableaux analytiques de l'annexe C.

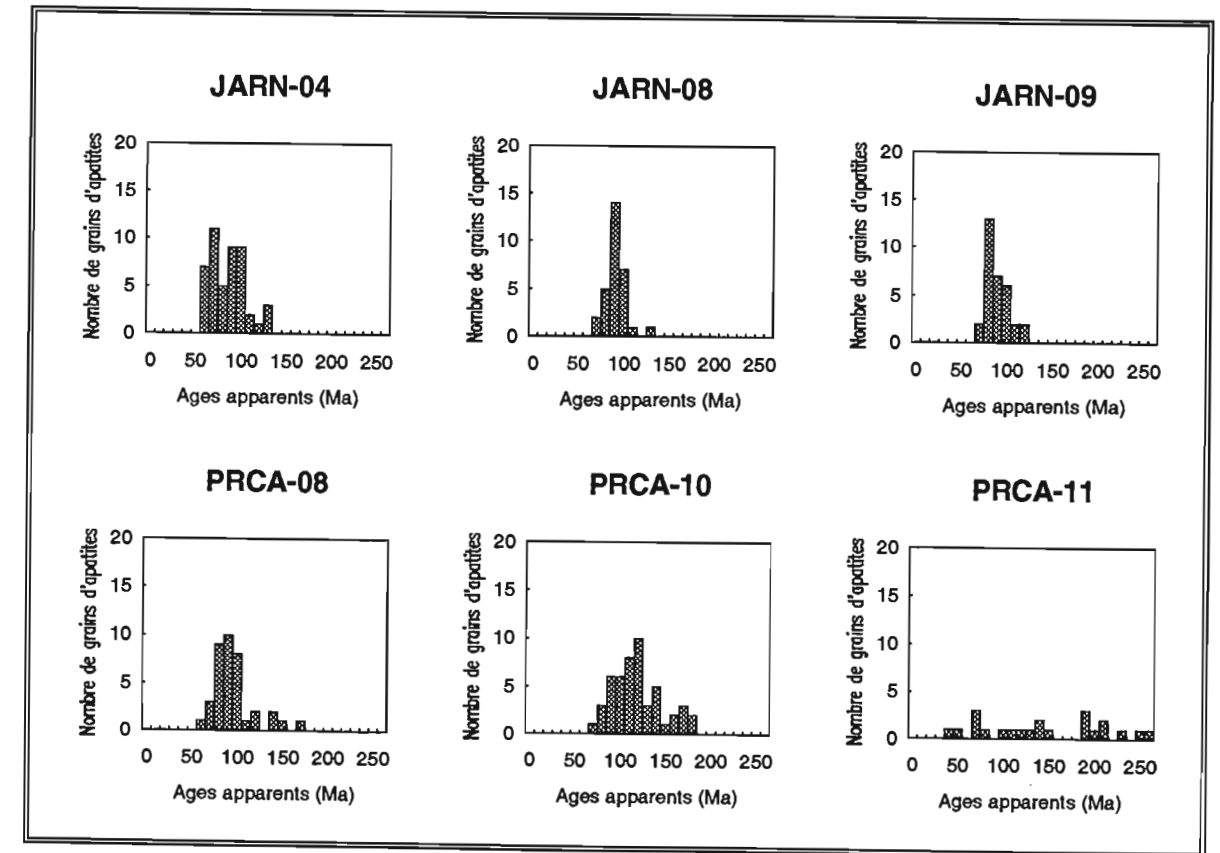


Figure III.12- Distribution des âges apparents individuels pour six échantillons de l'"Arco" de Ponta Grossa. Les âges de PRCA-11 présentent une grande dispersion. Il s'agit du seul échantillon n'ayant pas passé le test du χ^2 .

Echantillon	n_s	N_s	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times (10E+5)tr/cm^2$	n_i	N_i	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times (10E+5)tr/cm^2$	$\rho_d(962) \pm 1\sigma$ $\times (10E+5)tr/cm^2$	$t(\Phi/\lambda_f) \pm 1\sigma$ Ma	$t(\zeta_{962}) \pm 1\sigma$ Ma
JARN-04	120	736	1,81 \pm 0,07	147	671	1,35 \pm 0,05	1,658 \pm 0,011	70,4 \pm 3,8	70,6 \pm 4,4

Tableau III.4 - Age TF apparent d'un échantillon de l'"Arco" de Ponta Grossa, déterminé par la technique des populations. Les colonnes 2, 3 et 4 correspondent aux données sur la population des traces fossiles et 5, 6 et 7 à celles de la population des traces induites. Nous avons ainsi: nombre de grains (n_i et n_s) et de traces comptées (N_i et N_s); les densités avec leurs précisions (ρ_i et ρ_s) pour les populations fossiles et induites; la colonne 8 correspond à la densité de traces induites du moniteur 962; les colonnes 9 et 10 aux âges TF calculés selon, respectivement les calibrations $\Phi/\lambda_{f(\text{opérationnelle})}$, $\zeta_{(962)}$ avec leurs précisions.

Conditions expérimentales: microscope Olympus, obj. x100 en immersion et oc. x10. Surface de comptage: 3306,25 μm^2 .

2.2 - Âges corrigés : Modèles de Green (1988), Storzer et Wagner (1969) et Wagner (1972)

Les âges reportés dans le Tab.III.3 n'ont pas de signification géochronologique directe. En effet, comme dans tous les échantillons du socle, les traces fossiles sont affectées d'un certain taux d'effacement. Nous avons donc procédé, pour corriger ces âges apparents, à deux types de correction: les corrections à partir des mesures de longueurs de traces confinées et à partir des mesures de longueurs de traces projetées.

2.2.a - *Traces confinées et âges corrigés par la méthode de Green (1988) :*

Si le processus nucléaire de fission est isotrope, l'effacement des traces sous l'effet de la température dans un cristal, est fortement anisotrope. On a ainsi observé (Green et al., 1986) que les traces parallèles à l'axe c de l'apatite sont beaucoup plus stables que celles qui lui sont perpendiculaires. En conséquence, lorsque l'on date des apatites par la technique du détecteur externe, on utilise exclusivement des cristaux présentant des formes prismatiques - leur polissage étant réalisé selon un plan approximativement parallèle à l'axe c. Afin de mesurer directement la longueur révétable des traces de fission, on n'utilise que celles qui sont parallèles à, ou inclinées à moins de 15°, de cette surface. Ces mesures de longueurs des traces confinées ont été effectuées sur un microscope LEITZ, objectif x100 en immersion, oculaires x10, à l'aide d'une chambre claire et d'un micro-ordinateur relié à une table à digitaliser Kurta (Annexe D).

Les traces confinées ont été mesurées dans deux standards, les apatites de Durango et du Fish Canyon Tuff et dans 10 échantillons de l'"Arco" de Ponta Grossa (Tableau.III.5).

Les traces confinées dans les deux standards ont le même comportement. Ainsi les traces

induites présentent pratiquement la même longueur confinée moyenne de 15,08 \pm 0,91 μm (FCT) et 15,05 \pm 1,7 μm (Durango). Il en est de même avec les longueurs de traces fossiles, malgré un nombre de traces mesurées dans le FCT, relativement faible. En effet, nous ne disposons que d'un nombre de grains trop limité pour cette étude, étant donné la densité de traces fossiles. Nous obtenons pour ces apatites volcaniques qui n'ont jamais été portées à des températures supérieures à 50°C, une longueur confinée moyenne fossile L_{sv} de 14,40 \pm 0,25 μm . On constate que la longueur moyenne des traces confinées fossiles est légèrement plus courte (d'environ 4,4 %) que celle des traces induites. Ceci correspond simplement au fait que les extrémités d'une trace de fission sont relativement instables dans les conditions de température régnant en surface. On constate qu'il faut cependant atteindre au moins 50°C pour que, dans des conditions naturelles, ces traces subissent un raccourcissement supplémentaire. Les valeurs moyennes de la longueur des traces confinées trouvées pour ces standards s'accordent bien avec celles de la littérature récente. Par exemple, Ravenhurst et al. (1990) ont obtenu une longueur confinée moyenne de traces fossiles pour Durango de 13,80 \pm 1,00 μm et une longueur confinée moyenne de traces induites de 15,21 \pm 1,00 μm . Hurford (1991) propose une longueur confinée moyenne pour les traces fossiles du FCT de 14,9 \pm 0,8 μm alors que Gleadow et al. (1986) proposent des valeurs de longueurs moyennes de traces confinées fossiles pour Durango variant entre 14,24 \pm 0,77 et 14,80 \pm 1,20 μm .

Pour les échantillons de l'APG, seules les traces fossiles ont été mesurées. Ces mesures ont souvent exigé un montage supplémentaire de grains, étant donné la faible densité de traces fossiles. Pour obtenir environ 30 traces confinées par échantillon, nous avons dû monter en moyenne 1000 grains. La figure III.13 présente les histogrammes de longueurs de traces des échantillons du tableau III.5.

Pour les 9 échantillons qui passent le test du χ^2 , on constate l'existence d'un pic important de traces longues, dont le mode se situe entre 13 et 15 μm , soit à peu près comme dans les apatites volcaniques, avec des longueurs moyennes comprises entre 12,92 \pm 1,83 μm et 14,48 \pm 1,28 μm , légèrement inférieures aux valeurs "volcaniques" correspondantes. Dans les apatites prélevées à une altitude inférieure à 800-900 m, presque toutes les traces, comme dans les apatites volcaniques, ont une longueur supérieure à 12 μm . Ces apatites semblent donc avoir franchi la ZRT (zone de rétention totale de traces) très rapidement au cours de leur refroidissement. Les échantillons prélevés à une altitude supérieure ou égale à 800-900 m présentent davantage de traces courtes, avec une tendance à la bimodalité, comme on peut le voir pour l'échantillon PRCA-08 et PRCA-12. Ces échantillons semblent donc provenir de la base de la ZRT, et avoir conservé quelques traces, très raccourcies, enregistrées avant leur refroidissement rapide à travers la ZRT. La mesure des traces confinées confirme donc bien pour ces échantillons les observations que nous avons faites au sujet des âges individuels des grains d'apatites qui les composent. Nous avons bien, pour certains cristaux, deux populations de traces, l'une très raccourcie, l'autre non. Les grains d'âge TF les plus récents (entre 60 et 120 Ma) seraient donc relatifs à un début d'enregistrement ne prédatant pas l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Les autres grains, sans doute de composition plus chlorée, auraient séjourné vers 110°C-120°C avant le rifting et l'ouverture de

Echantillons	Ns	Traces fossiles			Traces induites				t (app) ± 1σ		t (cor) ± 1σ	
		Ls	± 1σ	σ	Ni	LI	± 1σ	σ				
Standards												
Fish Canyon Tuff	19	14,53	0,30	0,86	50	15,08	0,20	0,91	28,5	2,5		
Durango	50	14,27	0,20	1,45	100	15,05	0,17	1,70	31,28	4,2		
Moyenne		14,40	0,25			15,07	0,19					
APG												
JARN-01	21	13,72	0,55	2,46					77,6	4,9	81,4	6,1
JARN-04	12	13,26	0,27	2,85					73,7	4,3	80,0	4,9
JARN-08	12	12,92	0,52	1,83					93,7	6,1	104,4	8,0
JARN-09	41	13,24	0,28	1,69					91	5,1	n.c.	
PRCA-03	12	14,32	0,35	1,21					89,4	5,7	89,9	6,1
PRCA-04	51	14,48	0,18	1,28					85,1	3,8	84,6	3,9
PRCA-08	64	13,30	0,30	1,74					94,7	4,1	n.c.	
PRCA-10	21	13,95	0,45	2,32					119,2	5,3	n.c.	
PRCA-11	9	8,83	2,31	2,45					150	66,4	n.c.	
PRCA-12	15	14,22	0,53	2,05					119	6,9	n.c.	

Tableau III.5 - Longueurs confinées moyennes des traces de fission dans les apatites de deux standards (Fish canyon Tuff et Durango) et dix échantillons de l'"Arco" de Ponta Grossa et les âges corrigés par la méthode de Green (1988) à partir de l'équation 30 (Chap.I.6.2) pour six d'entre eux:

$$\rho^* = \rho_0 \times L_{sv} / L_{se} \text{ avec pour } L_{sv} = 14,40 \pm 0,19 \mu\text{m}; L_{se} = L_s;$$

Ns et Ni, nombre de traces mesurées; Ls = longueur moyenne. Dans l'équation 30, Lsv et Lse représentent respectivement la longueur moyenne volcanique (Lsv) et celle des traces fossiles de l'échantillon (Lse). n.c. = non corrigé (voir texte p.XX Chap.III.2.2.1)

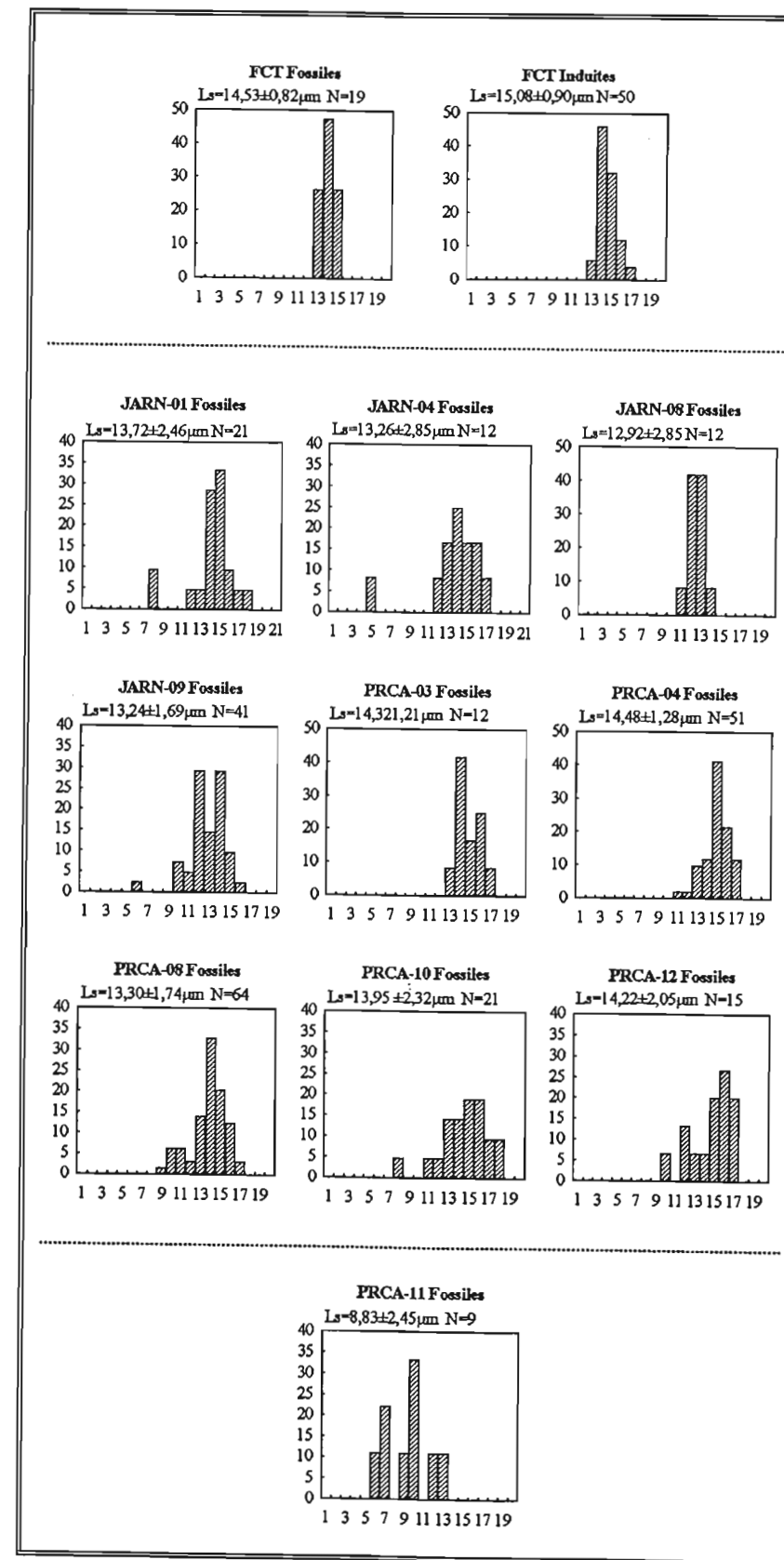


Figure III.13 - Distribution des longueurs confinées de traces pour les apatites d'un standard, le Fish Canyon Tuff et pour dix échantillons de l'APG. Les diagrammes ont en abscisse les longueurs confinées de traces induites (a) et fossiles (pour tous les autres diagrammes) et en ordonnée la fréquence relative (%) de chaque classe de longueur considérée. N est le nombre de traces mesurées; Ls est la longueur moyenne avec sa déviation standard.

l'Atlantique Sud, d'où une conservation de quelques traces courtes d'âges pré-rift, et des âges apparents supérieurs à 120 Ma.

L'échantillon PRCA-11, qui ne passe pas le test du χ^2 , présente une distribution de longueurs de traces très particulière, avec des mesures étalées entre 6 μm et 13 μm et une valeur moyenne de 8,83 μm , très inférieure à celle des autres échantillons. Si l'on tient compte de la distribution des âges apparents dans cet échantillon, on peut en conclure que dans la plupart des grains de PRCA-11 subsistent de traces pré-rift, c'est à dire qu'il proviendrait d'une zone de paléo-PAZ où la température ambiante aurait été de l'ordre de 110°C-120°C, au maximum, tout juste suffisante pour éventuellement effacer totalement les traces dans les apatites les plus fluorées, avant son refroidissement final au-dessous de 50°C.

Une correction des âges apparents ne semble possible que là où l'on peut admettre, en première approximation, une unicité de la population des traces. Cela exclut naturellement l'échantillon PRCA-11, qui ne passe pas le test du χ^2 , mais aussi, semble-t-il, les échantillons prélevés à altitude élevée (égale ou supérieure à 900 m), comme JARN-09, PRCA-08, PRCA-10 et PRCA-12 (Fig.III.13). Dans ces conditions la correction, de Green (1988), décrite dans le Chap.I, n'a été appliquée qu'à cinq échantillons. Nous avons adopté pour longueur confinée moyenne de référence la moyenne des valeurs trouvées pour les traces fossiles des standards Durango et FCT, soit $14,40 \pm 0,19 \mu\text{m}$.

Dans ces conditions, la correction de Green suggère que le début de l'enregistrement des traces ne précède que de 0% à 10% environ l'âge apparent. C'est donc dans un intervalle de temps compris entre 100 Ma et 80 Ma que les apatites de ces échantillons auraient commencé à enregistrer les traces de fission, c'est à dire se seraient refroidies au-dessous d'environ 120°C.

Il faut considérer ces corrections avec prudence. En effet, elles ne sont obtenues qu'avec un faible nombre de traces fossiles mesurables dans nos échantillons. Par ailleurs, elles supposent une unicité de population de traces, ce qui n'est pas tout à fait exact : toutes n'ont pas connu la même histoire thermique. Néanmoins, cette correction pour imparfaite qu'elle soit, suggère que les traces de fission de nos échantillons n'auraient commencé à être enregistrées que bien après l'ouverture de l'Atlantique Sud.

Les apatites de l'"Arco" de Ponta Grossa, sont en général petites et renferment peu de traces fossiles. Il est donc souvent difficile d'obtenir un nombre suffisant de traces confinées par échantillon. C'est pour cela que nous n'avons mesuré des longueurs confinées que sur 10 échantillons. Nous avons donc complété cette étude par celle des longueurs projetées des traces.

2.2.b - Traces projetées et corrections de Storzer et Wagner (1969) et Wagner (1972):

Les longueurs projetées des traces fossiles de tous les échantillons datés ont été mesurées. La valeur moyenne de la longueur des traces projetées se stabilisant à partir de 500 traces, nous avons donc mesuré 800 traces, chaque fois que cela était possible. Les valeurs obtenues s'échelonnent entre $5,40 \pm 0,11 \mu\text{m}$ et $6,25 \pm 0,08 \mu\text{m}$ (Tab.III.6). Pour les échantillons JARN-

Echantillon	Ns	Lms $\pm 1\sigma$ (μm)	Ls/Li	tapp $\pm 1\sigma$ (Ma)	t (120°C) $\pm 1\sigma$ (Ma)
JARN-01	800	5,69 \pm 0,09	0,91	77,6 \pm 4,8	98,3 \pm 7,9
JARN-02	691	5,69 \pm 0,09	0,91	80,9 \pm 11,8	102,5 \pm 15,0
JARN-04	800	5,96 \pm 0,08	0,95	73,7 \pm 4,3	84,5 \pm 6,8
JARN-05	800	5,66 \pm 0,08	0,90	86,2 \pm 5,7	117,9 \pm 8,6
JARN-06	800	5,99 \pm 0,09	0,95	88,0 \pm 5,7	100,9 \pm 8,1
JARN-08	800	5,84 \pm 0,09	0,93	93,7 \pm 6,1	107,7 \pm 8,7
JARN-09	800	5,99 \pm 0,09	0,95	91,0 \pm 5,1	*
JARN-10	800	6,00 \pm 0,09	0,96	93,9 \pm 5,2	*
JARN-11	800	5,84 \pm 0,09	0,93	106,0 \pm 6,9	*
PRCA-01	800	6,25 \pm 0,08	0,99	97,2 \pm 6,6	*
PRCA-02	630	5,96 \pm 0,11	0,95	96,7 \pm 8,5	110,9 \pm 10,3
PRCA-03	749	5,96 \pm 0,95	0,95	89,4 \pm 5,7	102,6 \pm 6,2
PRCA-04	801	5,96 \pm 0,08	0,95	85,1 \pm 3,8	97,6 \pm 5,9
PRCA-06	800	6,00 \pm 0,08	0,96	87,8 \pm 5,2	96,7 \pm 8,2
PRCA-07	726	5,83 \pm 0,09	0,93	81,3 \pm 5,3	96,5 \pm 8,5
PRCA-08	800	5,83 \pm 0,08	0,93	98,0 \pm 4,3	*
PRCA-09	800	6,21 \pm 0,08	0,99	104,7 \pm 9,0	*
PRCA-10	800	6,19 \pm 0,08	0,99	118,0 \pm 5,5	*
PRCA-11	457	5,40 \pm 0,11	0,86	149,0 \pm 69,0	*
PRCA-12	750	6,00 \pm 1,10	0,96	119,0 \pm 6,9	*
PRCA-14	800	5,92 \pm 0,09	0,94	88,8 \pm 4,3	102,3 \pm 6,3
PRCA-16	700	6,01 \pm 0,10	0,96	92,0 \pm 11,0	101,3 \pm 11,1

Tableau III.6 - Les âges corrigés à 120°C pour les échantillons de l'Arc de Ponta Grossa. Ns, Ls et Li sont respectivement : le nombre de traces fossiles mesurées par échantillon, la longueur moyenne projetée des traces fossiles de chaque échantillon et la longueur moyenne projetée induite des tous les échantillons supposée égale à $6,28 \pm 0,07 \mu\text{m}$ (voir texte).

Echantillon	Ns	Ls $\pm 1\sigma$ (μm)	Ni	Li $\pm 1\sigma$ (μm)	Cs (%)	Ci (%)	Cs/Ci	Ls/Li
FCT	1490	6,27 \pm 1,81	2676	6,55 \pm 1,00	11,28	11,73	0,96	0,96
DURANGO	800	6,21 \pm 3,06	800	6,48 \pm 3,41	11,25	12	0,94	0,96

Tableau III.7 - Longueurs projetées fossiles et induites moyennes des deux standards Fish Canyon Tuff et Durango. Ns, Ni, Ls et Li sont respectivement les nombres de traces mesurées, les longueurs projetées moyennes fossiles et induites et Cs et Ci sont les pourcentages de traces fossiles et induites projetées supérieures à 10 μm .

04 et PRCA-10 nous avons également mesuré les traces induites, dont la moyenne s'établit à $6,28 \pm 0,07 \mu\text{m}$ (1605 mesures). Dans le tableau III.7, on observe que les traces induites dans les apatites du FCT et Durango présentent des valeurs similaires, avec $6,55 \pm 0,09 \mu\text{m}$ et $6,48 \pm 0,14 \mu\text{m}$. De même que dans les traces confinées, les moyennes des longueurs projetées de traces «volcaniques» de ces deux échantillons sont plus courtes également d'environ 4%.

Les histogrammes correspondants sont donnés dans la Fig.III.14. On observe que les histogrammes de traces fossiles et induites diffèrent moins entre eux que pour les traces confinées, ce qui illustre la moindre sensibilité de ce type de mesure.

Pour effectuer une correction d'âges par la méthode de Storzer et Wagner, il faut disposer d'une courbe étalon, reliant les taux de perte de densité aux taux correspondants de raccourcissement de la longueur projetée moyenne des traces. Nous avons dans ce travail pris comme courbe de référence celle établie par Meyer (1990), en vérifiant qu'elle était applicable à nos conditions expérimentales. Nous avons donc étudié la réduction des longueurs de traces et de densité sur les apatites d'un échantillon sélectionné pour sa distribution particulièrement homogène de l'uranium et l'absence d'artefacts divers et de fractures dans les grains d'apatites. Pour cela, après avoir traité 2 heures à 500°C des lots d'apatites, nous les avons irradiés en réacteur nucléaire, puis soumis à différents traitements thermiques avant révélation et mesure des traces induites (Tab.III.8). Nos résultats, reportés dans la Fig.III.14, sont en bon accord avec la courbe de référence de Meyer. Cette courbe elle-même avait été établie d'après les résultats obtenus par 3 laboratoires sur l'apatite de Durango (Chap.I, paragraphe 6.2.1). Elle a été calculée à partir de plus de 86 points de mesures pour des taux de diminution des longueurs compris entre 0 et 90% et correspond à l'équation (Meyer, 1990) :

$$P/P_0 = 0,567 (L/L_0)^3 + 0,029 (L/L_0)^2 + 0,387 (L/L_0) - 0,009$$

où, L_0 , P_0 , L et P sont respectivement les longueurs projetées moyennes et la densité de traces, sans (L_0 , P_0) ou après (L , P) recuit.

Pour chaque échantillon du Tableau III.6 l'âge apparent (avant-dernière colonne) a donc été corrigé de la façon suivante (voir Chap.I.6.2.1) : nous avons calculé le rapport L_s/L_0 et déterminé le taux de perte de densité fossile correspondant à partir du graphique de la figure III.15. Les âges corrigés de cette manière ont été reportés dans la dernière colonne de ce tableau. Nous avons utilisé la moyenne des longueurs projetées induites des échantillons brésiliens pour corriger les âges des échantillons de l'"Arco" de Ponta Grossa. Les âges corrigés se répartissent entre $117,9 \pm 8,8 \text{ Ma}$ et $84,5 \pm 6,8 \text{ Ma}$.

Par analogie avec les précédentes corrections, nous n'avons considéré que les échantillons d'altitude inférieure ou égale à 800 m. Nous savons en effet que pour les échantillons d'altitude supérieure, on n'a plus affaire à des populations de traces homogènes. Les corrections de Wagner-Storzer sont beaucoup plus importantes que celles de Green, puisqu'elles varient de 2% à 27%. Elles doivent être considérées avec plus de prudence encore que les premières, pour deux raisons. La première est qu'en aucun cas, les distributions de longueurs projetées ne représentent la réalité,

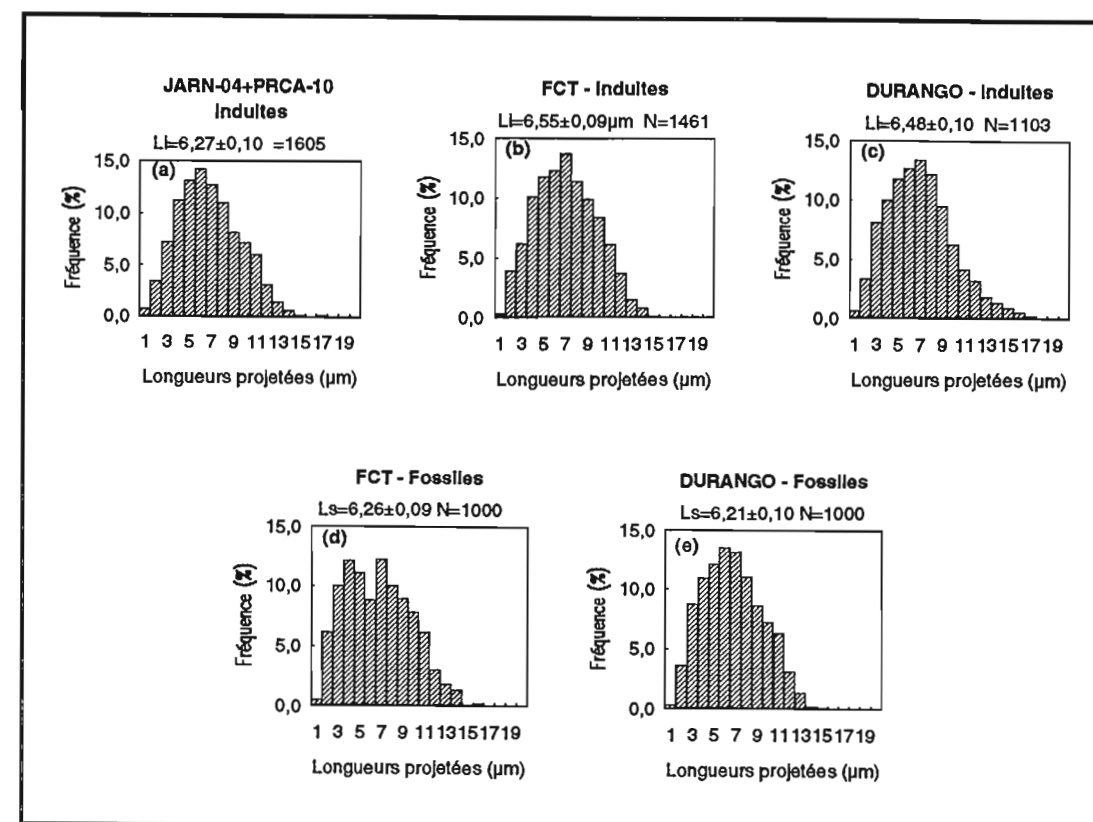


Figure III.14 - Histogrammes des distributions de longueurs des traces projetées induites pour deux échantillons brésiliens (histogramme composite JARN-04 et PRCA-10) et les standards Fish Canyon Tuff et Durango, et fossiles pour les mêmes standards. L_i et L_s sont respectivement les longueurs moyennes induites et fossiles avec leurs précisions et N est le nombre de traces comptées.

température de recuit ($^\circ\text{C}$)	réduction de la densité	réduction de la longueur moyenne
ambiante	$1,00 \pm 0,06$	$1,00 \pm 0,05$
285	$0,96 \pm 0,07$	$0,96 \pm 0,05$
298	$0,79 \pm 0,05$	$0,87 \pm 0,02$
311	$0,75 \pm 0,060$	$0,86 \pm 0,01$
323	$0,65 \pm 0,04$	$0,81 \pm 0,01$
334	$0,63 \pm 0,06$	$0,75 \pm 0,01$
345	$0,61 \pm 0,05$	$0,66 \pm 0,01$
355	$0,50 \pm 0,03$	$0,64 \pm 0,01$
365	$0,18 \pm 0,01$	$0,49 \pm 0,02$

Tableau III.8 - Taux de réduction normalisés des densités et des longueurs projetées moyennes des traces de fission induites pour différentes températures et pour des durées de recuits de 2 heures, dans l'échantillon JARN-11.

puisqu'on ne résolvait pas les traces inférieures à 5 µm. Au contraire, pour une distribution de type volcanique, ou présentant un faible taux d'effacement, les distributions des longueurs confinées donnent une image vraie des longueurs totales révélables. La seconde est qu'en raison de la forme théorique triangulaire d'une distribution de longueurs projetées, il est en principe impossible, sauf conditions particulièrement favorables (dépendant des conditions de révélation, d'observation, du taux d'effacement des traces et de la fraction de traces effacées, voir par exemple, Meyer 1990) de déceler un mélange de populations de traces présentant des taux d'effacement différents.

Malgré ces réserves, nous avons utilisé cette méthode dans la mesure où nous ne pouvions mesurer un nombre suffisant de traces confinées dans tous nos échantillons. La correction de Wagner-Storzer, pour aussi approximative qu'elle puisse être, suggère cependant que les échantillons d'altitude inférieure à 900 m auraient pu enregistrer leurs premières traces seulement après l'ouverture de l'Atlantique Sud.

Nous avons comparé les âges corrigés obtenus sur 9 échantillons par les deux méthodes de correction, Green et Wagner-Storzer. On constate que les âges corrigés par les longueurs confinées sont systématiquement plus jeunes que ceux corrigés par les longueurs projetées; toutefois, ils sont concordants dans les limites de leurs précisions (Fig. III.16).

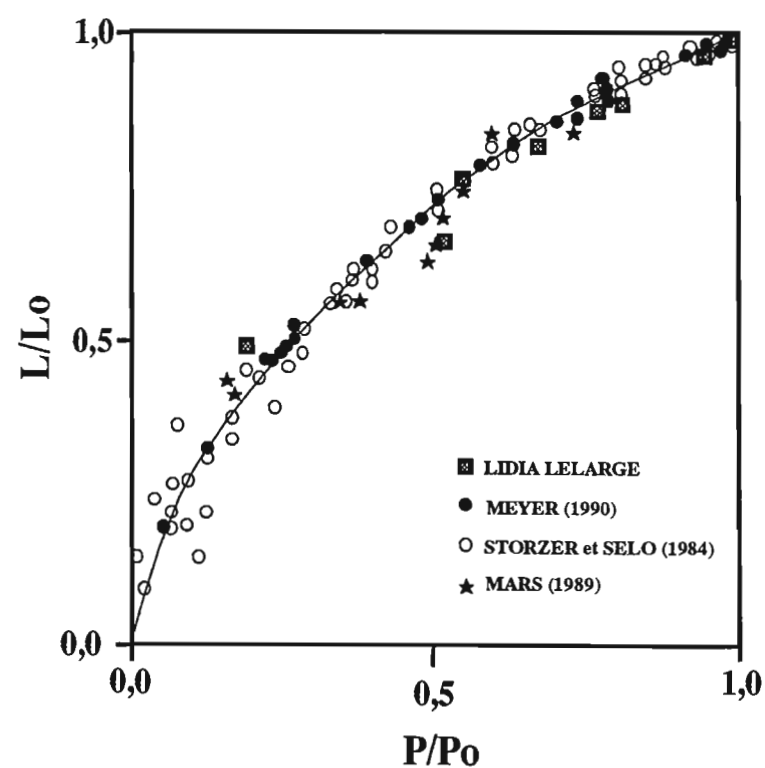


Figure III.15- Courbe de corrélation entre les taux de réduction des densités et des longueurs projetées des traces induites établie par Storzer et Sélo (1984), Mars (1989) et Meyer (1990). Les données analytiques obtenues par Lidia Lelarge sont en accord avec celles des auteurs précédents.

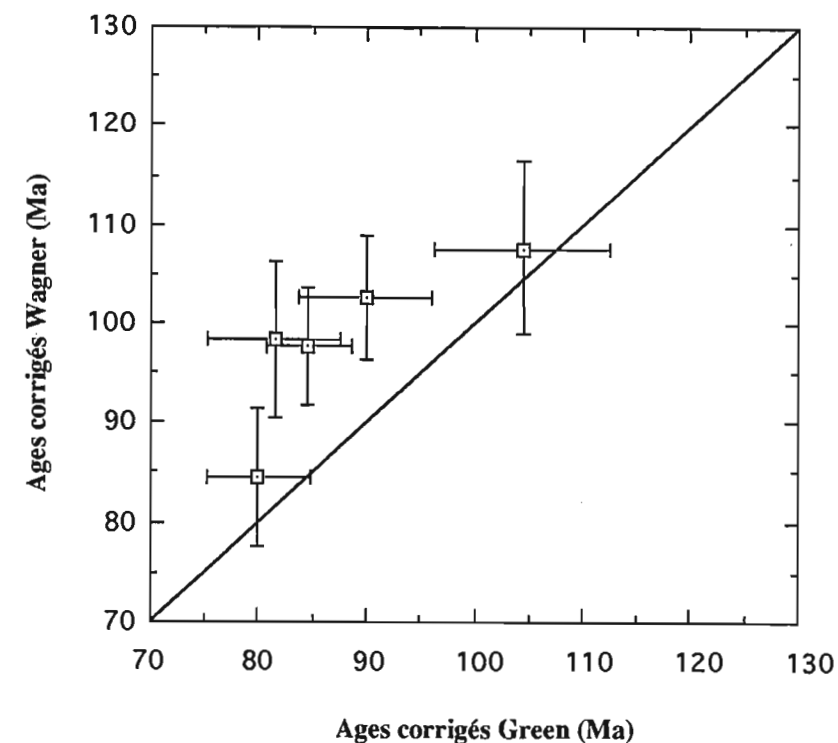


Figure III.16- Comparaison entre les âges corrigés par les méthodes de Green (1988) et Wagner (1972), pour les apatites de l'APG. La droite de référence tracée correspondrait à une égalité entre ces deux corrections.

3 - DATATION PAR TRACES DE FISSION - DISCUSSION

La signification des âges TF dans les secteurs continentaux en position actuelle de marge passive n'a commencé à paraître que récemment bien que les premières mesures dans de tels contextes datent déjà d'une quinzaine d'années. Une présentation rapide des résultats essentiels permettra de situer nos données dans ce cadre.

3.1 - Signification des âges apparents TF dans les marges passives :

Les premières datations par TF opérées sur des échantillons pris le long de marges passives sont celles de Hedge et al. (1975) sur la côte du Libéria. Ces auteurs déterminèrent des âges TF sur apatites compris entre 107 ± 11 Ma et 131 ± 13 Ma pour six échantillons situés entre 20 km et 80 km de la côte. Etant donné la précision de leurs résultats (leur moyenne s'établit à 119 ± 10 Ma), ces auteurs considèrent qu'ils sont relatifs à un événement survenu il y a environ 120 Ma. Ces échantillons appartenaient soit à une chaîne mobile côtière pan-africaine, soit à des provinces où le dernier métamorphisme daté par K-Ar et Rb-Sr sur micas était selon les échantillons, d'environ 500 Ma ou 1,9 Ga. Hedge et al. ont donc suggéré qu'il avait dû se produire un soulèvement vers 120 Ma, au cours duquel ces apatites auraient franchi une PAZ, mais sans souligner la coïncidence de ces âges avec celui de l'ouverture de l'Atlantique Sud à ce niveau.

C'est le groupe australien de A.J.W. Gleadow, qui à partir de 1978, va faire progresser l'analyse par TF des marges continentales. Ces auteurs montrèrent dès 1978 que, sur l'île de King Island (Gleadow et al., 1978), dans le SE australien (Morley et al., 1980), sur la côte W du Groënland et en Irlande (Gleadow, 1978), les âges TF sur apatites de roches granitiques et métamorphiques étaient nettement plus récents que les derniers événements métamorphiques datés par K-Ar sur micas. Gleadow (1978) fait remarquer (Fig.III.17) qu'en chacune des marges considérées, les âges TF sur apatites sont largement dispersés et semblent se référer à l'époque du rifting, voire pour les plus éloignés de la côte, à une époque antérieure. Il attribue ces âges à l'ensemble des phénomènes thermo-tectoniques associés au rifting. Dans ce contexte, les âges les plus anciens sont interprétés comme des âges hybrides prédatant la rupture continentale. Selon Gleadow, la coïncidence entre les âges les plus récents et ceux du rifting ne saurait être fortuite, mais correspondrait à une dénudation rapide, qui faisant suite aux bombements et à l'érosion des zones soulevées lors de la formation d'un rift auraient amené au voisinage de la surface des échantillons préalablement situés plus ou moins profondément dans la PAZ, voire sous sa limite inférieure.

Par ailleurs, l'existence dans ces marges d'âges TF beaucoup plus anciens sur des minéraux comme les zircons et les sphènes, parfois concordants avec des âges K-Ar sur micas, suggéraient que les échantillons considérés n'avaient jamais atteint, au cours du rifting, la température de 200°C . Zircons et sphènes ont en effet des températures de fermeture nettement plus élevées que celle des apatites puisqu'elles se situeraient vers 200°C (zircons) et 250°C (sphènes).

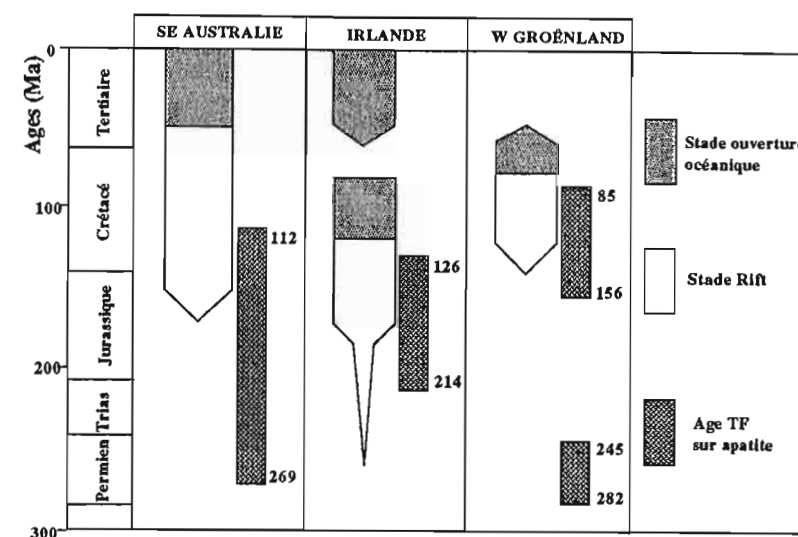


Figure III.17 - Comparaison entre l'histoire de la rupture continentale et les âges apparents TF sur apatites pour trois marges continentales (D'après Gleadow, 1978).

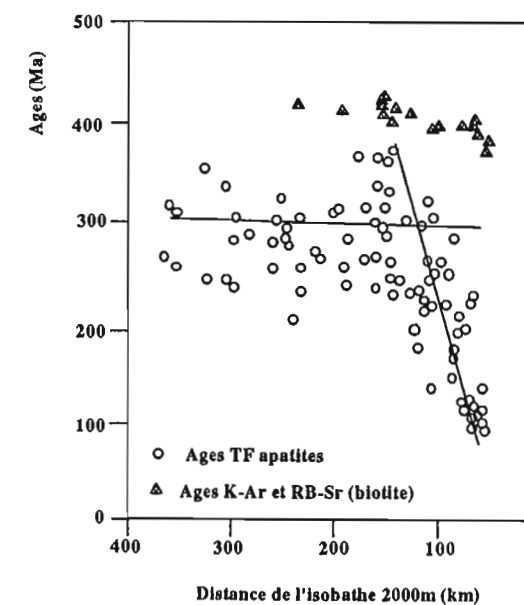


Figure III.18- Distribution des âges apparents TF (apatites) en fonction de la distance à l'isobathe 2000 m dans le SE australien. Les deux droites indiquent les tendances moyennes de ces âges avec la distance (D'après Morley et al., 1980 et Moore et al., 1986).

Le travail suivant du Groupe de Melbourne, sur le SE de l'Australie, a permis de montrer quelle pouvait être la largeur de la bande côtière thermiquement affectée par un rifting. En effet, Morley et al. (1980) ont étudié 86 échantillons provenant de granitoïdes situés le long des côtes australiennes et jusqu'à 260 km à l'intérieur du continent. Les âges apparents TF montrent clairement une tendance au rajeunissement lorsqu'on se rapproche de la côte, alors que, pour les échantillons éloignés de plus de 120 km de l'isobathe 2000 m (considérée comme la mi-distance entre les marges continentale et océanique), les âges s'échelonnent entre 200 Ma et 350 Ma; ils diminuent progressivement vers la côte jusque vers 80 Ma, âge du début de la phase drift de la séparation entre l'Australie et la Lord Howe Rise (Fig.III.18).

Ces auteurs font remarquer que la dispersion des âges, pour une distance donnée de l'isobathe 2000 m, serait due à un effet d'altitude, les âges plus anciens à une distance donnée tendant à être situés à une altitude plus élevée.

Parallèlement aux âges apparents, les distributions des longueurs de traces confinées (non mesurées dans les exemples précédents, Moore et al., 1986) montrent une certaine évolution de l'intérieur du continent vers la côte. A l'intérieur du continent, les distributions sont caractéristiques de celles communément rencontrées dans les socles métamorphiques, indiquant un refroidissement progressif. Le long de la côte, la plupart des traces sont longues, avec un faible pourcentage de traces de longueur inférieures à 10 μm , indiquant une quasi disparition de traces pré-rift. Les échantillons possédant des âges apparents intermédiaires et situés géographiquement entre les deux groupes précédents, présentent des distributions elles aussi intermédiaires entre les deux premiers groupes (Fig.III.19).

Ces différentes distributions peuvent s'expliquer par un parcours thermique du type de celui décrit dans la figure III.20 : dans un tel parcours temps-température, les échantillons en position plus interne par rapport au continent et présentant les âges les plus anciens, n'auraient jamais été réchauffés au-delà de 50°C durant le rifting (parcours A). Les échantillons ayant les âges les plus jeunes auraient séjourné vers la base de la PAZ, avec élimination ou quasi-élimination des traces pendant le rifting, suivis d'un refroidissement rapide, comme indiqué par les distributions de longueurs de traces (parcours C). Entre ces deux cas limites se situeraient les échantillons à âges TF intermédiaires.

Les travaux les plus récents du groupe de Gleadow, en Afrique du Sud, en Namibie (Brown et al., 1990) et au Kenya (Foster et Gleadow, 1992), illustrent un autre apport de la méthode des traces de fission à la compréhension des processus associés au rifting. D'une part, ces auteurs considèrent davantage que par le passé la forme de la distribution des âges TF des apatites datées. En effet, depuis 1986, ces auteurs avaient adopté la technique de datation du détecteur externe, qui permet de reconnaître l'unicité d'une population d'âges. Les âges reportés par exemple dans la Fig.III.21 sont des valeurs moyennes obtenues par la datation de 16 à 20 cristaux d'apatites, pour chaque échantillon. A partir de leur travail sur le SW africain, ces auteurs vont faire entrer dans la discussion le critère d'unicité de la population d'âges, tel que celui du test du χ^2 défini au Chap.I (paragraphe 5.2). Dans ce travail, ils observèrent que les échantillons les plus près de la côte présentaient une population d'âges unique (c'est à dire passant le test du χ^2), compatible avec

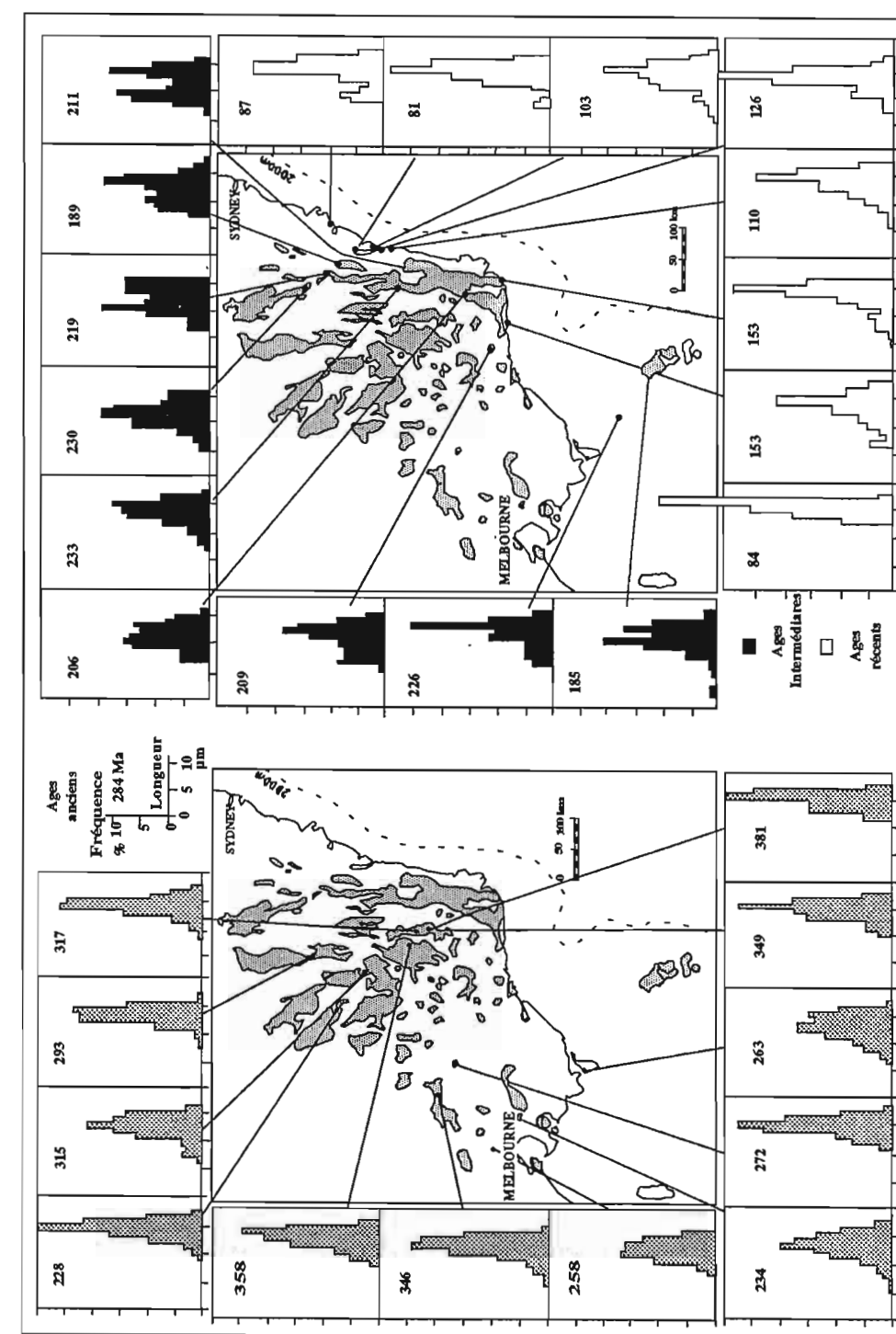


Figure III.19- Distribution des longueurs confinées fossiles dans les apatites de granitoïdes du SE australien pour, à gauche les échantillons présentant les âges TF apparents les plus anciens et à droite, les âges apparents intermédiaires (en noir) et les plus récents (en blanc). Les âges TF (Ma) sont reportés en gras avec chaque histogramme (D'après Moore et al., 1986).

un effacement presque total des traces vers la base de la PAZ, suivi d'un soulèvement rapide, confirmé par les distributions des longueurs confinées de traces, très centrées vers environ 14-15 μm (Fig.III.21), alors que les échantillons situés plus à l'intérieur du continent et à une altitude supérieure à 1000 m, présentaient un histogramme de longueurs confinées plus large et une population d'âges ne passant pas le test du χ^2 . Ces résultats suggéraient que les échantillons originaires d'altitudes plus élevées auraient appartenus à une paléo-PAZ.

D'autre part, ces auteurs montrent l'importance des effets d'altitude à l'aide d'un autre diagramme montrant les variations des âges apparents avec l'altitude. Ainsi, au SW de l'Afrique, pour la région considérée précédemment, tous les âges apparents des échantillons situés à une altitude inférieure à 1000 m sont indistinguables, alors que celui prélevé à 1500 m d'altitude présente un âge apparent nettement supérieur (Fig.II.I23). Rappelons qu'il s'agit du seul échantillon de ce profil qui ne passe pas le test du χ^2 (voir Fig.III.21). Ce comportement a été vérifié sur d'autres secteurs de l'ensemble étudié par Brown et al. (1990). Ces auteurs en concluent que dans la région étudiée, tous les échantillons prélevés à une altitude inférieure 900 m proviendraient d'un secteur de la croûte continentale situé, avant dénudation, vers la base ou au-dessous de la PAZ et ont franchi celle-ci très rapidement lors du rifting, alors que les échantillons au-dessus de 900 m proviennent d'un niveau appartenant à une paléo-PAZ pré-rift. Si l'on considère que le point de changement de pente C de la figure III.23 correspond à la base de cette PAZ, soit environ à une paléo-température de 110°C-120°C, il devient possible, en faisant une hypothèse sur le gradient géothermique au moment du rifting, de calculer l'épaisseur érodée. Ainsi, avec 30°C/km, l'érosion aurait été en moyenne d'environ 3 km sur le plateau namibien. L'altitude du plateau intérieur, si l'on considère une compensation du type isostatique, n'aurait donc diminuée (en admettant une densité de la couche érodée de 2,7 kg/m³) que d'environ 600 m par rapport à son altitude pré-rift.

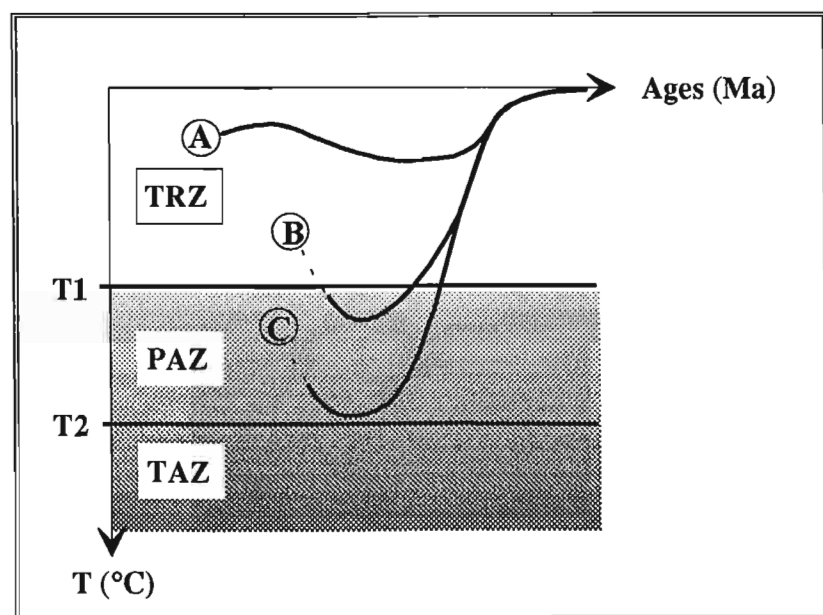


Figure III.20 - Schéma simplifié représentant les différentes zones de stabilité des traces de fission : TAZ (zone effacement total), PAZ (zone de rétention partielle des traces) et TRZ (zone de rétention totale des traces).

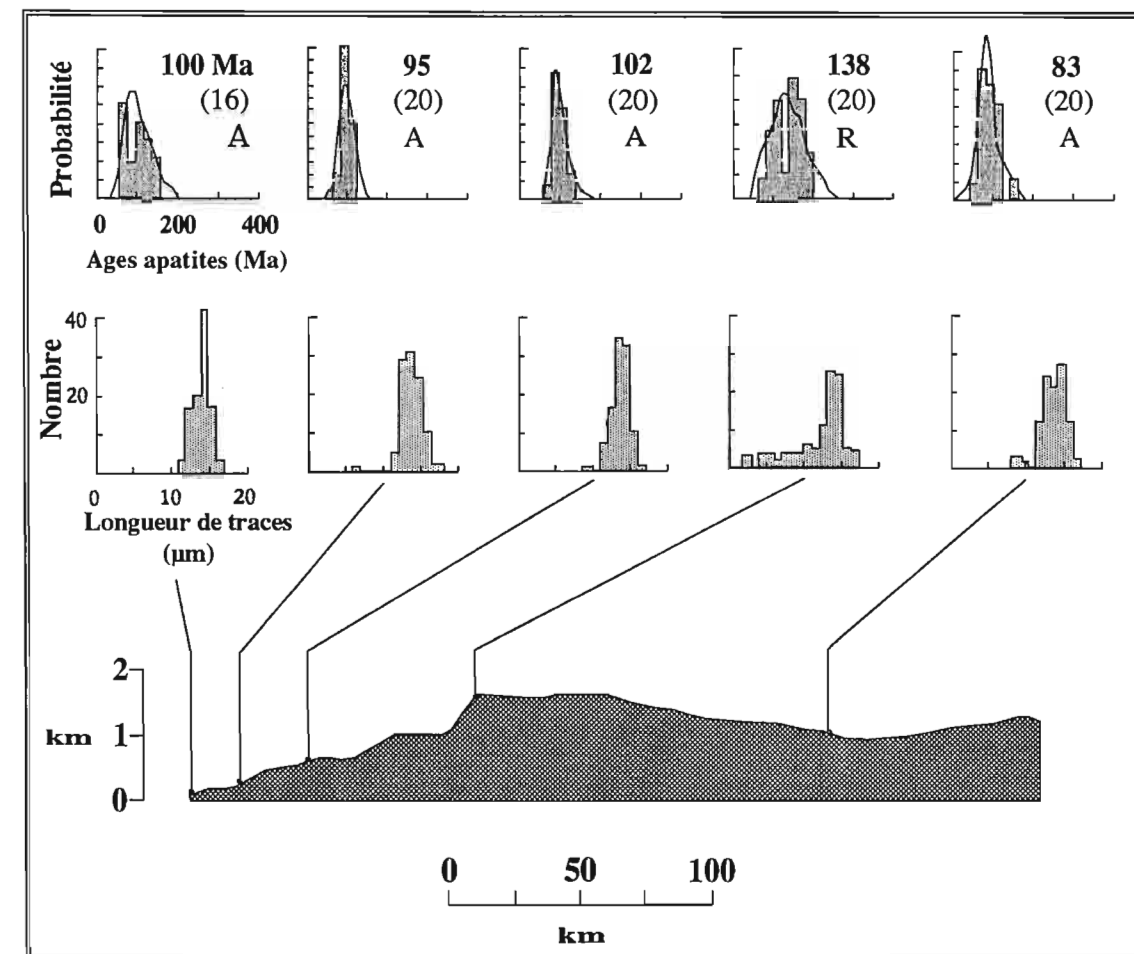


Figure III.21 - Distribution des âges apparents et des longueurs confinées de traces fossiles dans les échantillons d'apatites prélevés le long d'un profil perpendiculaire à la côte au niveau de Luderitz (Namibie, voir localisation Fig.III.22). (D'après Brown et al., 1990).

Dans les distribution d'âges, le chiffre en caractère gras est l'âge apparent; le chiffre entre parenthèses correspond au nombre de cristaux datés; les lettres sont relatives aux échantillons qui passent le test du χ^2 : (A) accepté ou (R) rejeté.

La localisation des échantillons est indiquée sur le profil E-W, depuis la côte.

Les échantillons d'altitude inférieure à 1000 m passent le test du χ^2 . Toutes les apatites ont donc enregistré une même histoire thermique. Leurs traces confinées sont en majorité comprises entre 12 μm et 16 μm , indiquant un refroidissement rapide à travers la PAZ. La quasi-absence de traces inférieures à 10 μm suggère une excursion ou une provenance inférieure à la base de la PAZ. Ces échantillons auraient donc connu une histoire thermique du type C de la figure III.19. Au contraire, l'échantillon pris à une altitude supérieure à 1000 m ne passe pas le test du χ^2 , c'est à dire que sa distribution d'âge est nettement plus large que les autres et ne peut être expliquée par les seules incertitudes expérimentales, avec des âges les plus anciens situés vers 200 Ma, soit pré-rift. En accord avec cette observation, les traces confinées présentent une composante importante de traces courtes, jusque vers 3 μm , mais aussi un pic à 14 μm , suggérant une excursion ou un séjour prolongé dans la PAZ, suivi d'un refroidissement rapide (pic de $\pm 14 \mu\text{m}$). Ces caractéristiques seraient à relier davantage avec un parcours t-T° du type B de la figure III.20.

Incidentement, on peut remarquer dans ce travail (Brown et al., 1990) que, contrairement au SE australien, on n'observe, pour des échantillons situés à une altitude inférieure à 900 m, aucune augmentation des âges apparents avec la distance à la limite de la marge continentale. Ces auteurs font remarquer qu'une telle homogénéité ne saurait s'expliquer par l'existence d'un point chaud sous-jacent, puisque au moins la partie la plus au Sud de la zone d'échantillonnage ne s'est jamais trouvée au dessus d'un panache au moment du rifting crétacé. Ils ne proposent aucune explication à ce soulèvement quasi-général qu'ils observent.

Enfin, dans un article récemment publié, le même groupe montre la cohérence de ce type de raisonnement à propos du rift kenyan (Foster et Gleadow, 1992) et montre que la thermochronologie par TF peut avoir un rôle unique dans la reconstitution de l'histoire des «montagnes des marges passives», allongées parallèlement à des zones de rift et pouvant parfois dominer de 2000 m à 2500 m les régions avoisinantes.

Ainsi, dans les Mathews Range, situés à environ 100 km de la bordure Est du Rift kenyan et orientés grossièrement NS, un diagramme âges apparents TF (apatites)-altitude réalisé sur 19 échantillons, présente la même allure générale, mais beaucoup plus détaillée, que sur la figure précédente. Les 17 échantillons d'altitude comprise entre ~1000 m et 2000 m sont concordants entre eux, ce qui suggère un taux de franchissement de la PAZ très élevé (Fig.III.24). Une régression linéaire suggère un taux de dénudation de l'ordre de 4 km/Ma, vers 65 Ma, compatible seulement avec un phénomène de nature tectonique. Les deux échantillons d'altitude supérieure, ne passant pas le test du χ^2 sont comme précédemment, considérés comme des représentants d'une paléo-PAZ.

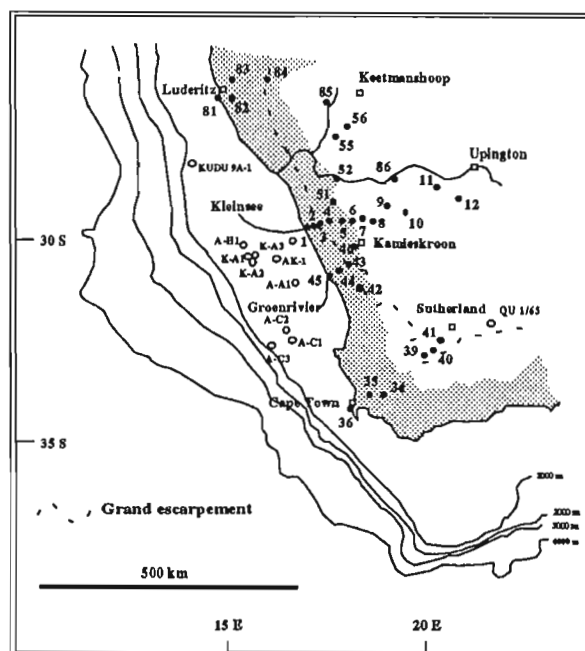


Figure III.22- Carte de localisation de l'échantillonnage effectué en Afrique du Sud et en Namibie (D'après Brown et al., 1990).

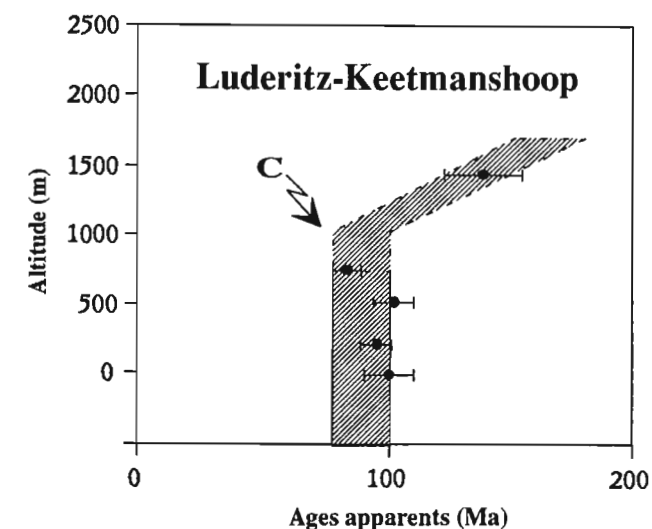


Figure III.23- Distribution des âges apparents TF (apatites) en fonction de l'altitude pour les échantillons du profil Luderitz-Keetmanshoop de la Fig.III.20 (D'après Brown et al., 1990). Cette distribution suggère un franchissement très rapide (donc de nature tectonique) de la PAZ, pour les échantillons situés à des altitudes inférieures à ~1000 m. La distribution des âges suggère une rupture de pente entre ces échantillons et l'échantillon en position supérieure, qui serait seul représentant de la paléo-PAZ.

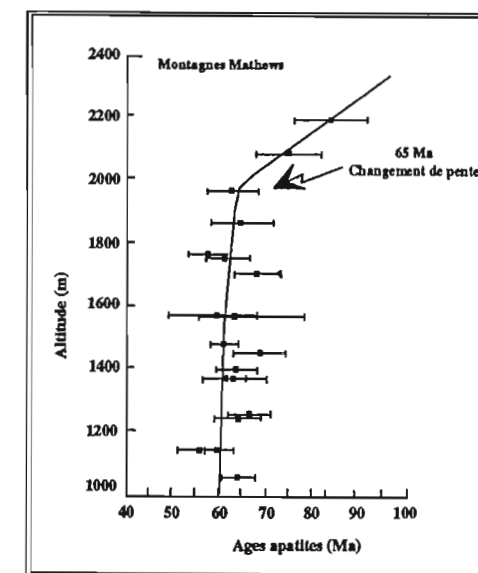


Figure III.24- Distribution des âges apparents TF (apatites) en fonction de l'altitude pour les échantillons des montagnes Mathews au Kenya (D'après Foster et Gleadow, 1992).

3.2 - Cas de l'Arco de Ponta Grossa :

3.2.a - Ages apparents, âges corrigés :

Nos échantillons ont été collectés sur des distances variant entre 170 km et 20 km de la côte Atlantique, dans l'état du Parana.

Nous avons reporté sur la Fig.III.25 les âges apparents de ces échantillons. On constate que les âges des échantillons situés à l'Est de l'axe routier Rio Negro-Jacupiranga sont essentiellement inférieurs à 100 Ma, alors que la plupart de ceux qui sont situés à l'Ouest présentent en majorité des âges supérieurs à 100 Ma. Cet axe routier est situé sur la bordure du plateau qui constitue la plus grande partie de l'APG. Elle domine une région côtière où les altitudes sont inférieures à 300 m. L'altitude moyenne de cette route varie de près de 300 m au Nord à 700-800 m au NE de Curitiba et 900 m vers l'extrémité sud du profil. Dans la région comprise entre Bocaiuva do Sul et Castro, l'altitude varie entre approximativement 800 m et 1000 m.

Il n'est donc pas possible d'interpréter directement les différences entre les âges de la région côtière et ceux du secteur interne de l'APG en termes d'influence thermique de l'Ouest vers l'Est. Au demeurant, la tendance soulignée ci-dessus n'est pas toujours respectée au niveau d'échantillons individuels. Ainsi, l'échantillon PRCA-04 situé à proximité de la ville de Paranagua, sur la côte et prélevé à une altitude de 20 m, présente un âge apparent de $85,1 \pm 3,8$ Ma, qui n'est pas significativement différent de celui des apatites de PRCA-14, proches de la fin NW du profil Curitiba-Castro, de $88,8 \pm 4,3$ Ma, mais pris à l'altitude de 700 m.

Malgré une légère tendance indubitable au vieillissement vers l'Ouest, l'impression d'ensemble est donc celle d'une certaine homogénéité des âges apparents. Cette observation est illustrée par la Fig.III.26 qui représente la distribution des âges apparents TF par rapport à la limite de la marge continentale. Par référence à la Fig.III.18 pour le SE australien, nous avons représenté nos échantillons en fonction de leurs distances à l'isobathe 2000 m (située à 300 km de la côte SE du Brésil). On constate qu'il n'y a quasiment pas de tendance à l'augmentation des âges apparents en allant vers l'intérieur des terres : à 316 km ou à 463 km de l'isobathe 2000, les âges TF ne diffèrent pas significativement. Cette distribution des âges apparents est significativement différente de celle observée en Australie, où la tendance au vieillissement des âges apparents TF se constatait dès une distance de 120 km de cet isobathe. Remarquons que dans notre cadre d'étude, nous sommes déjà à 300 km de l'isobathe 2000 m. Par contre, comme en Australie, on constate que tous les âges TF sur apatites sont inférieurs aux âges K-Ar (biotite, RT) reportés dans cette même figure, ainsi qu'aux âges RB-Sr sur minéraux. Ces derniers présentent à peu près la même dispersion que les âges K-Ar. Ces âges sont compris entre 650-450 Ma, comme l'on pouvait s'y attendre, dans une chaîne mobile «Brasilianna-Pan-Africana». Les âges apparents TF (sauf PRCA-11) compris entre $77,6 \pm 4,8$ Ma et $119,0 \pm 6,9$ Ma, sont légèrement inférieurs à ceux des laves basaltiques du bassin du Parana, de 135-130 Ma, et à celui de l'ouverture de l'Atlantique Sud, vers 126,5 Ma.

Sur la figure III.27 sont représentés les âges apparents TF en fonction de l'altitude de

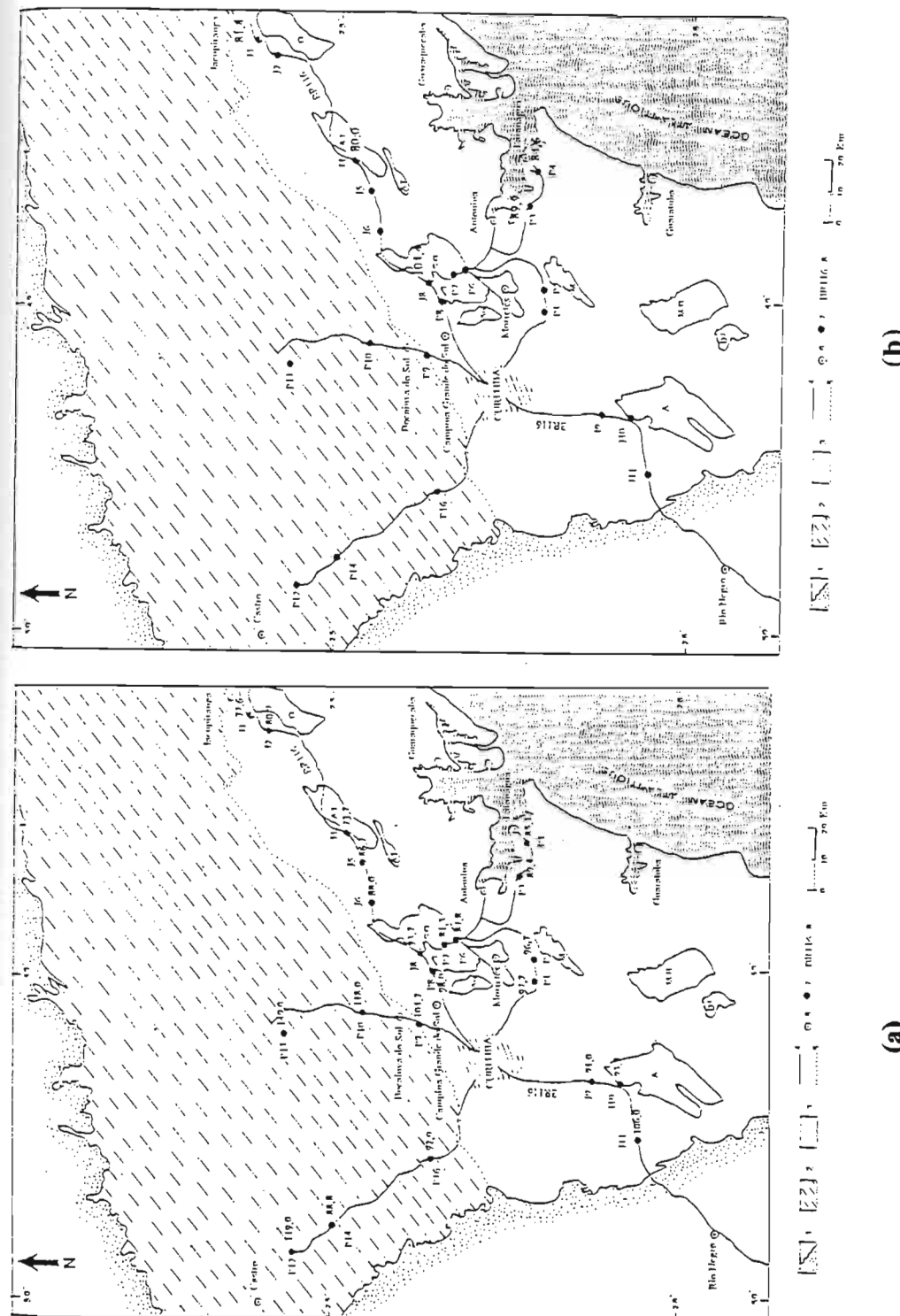


Figure III.25 - Carte d'échantillonnage de l'Arco de Ponta Grossa. Les prélèvements sont indiqués par des points accompagnés de leurs âges apparents TF (Ma) (a) et de leurs âges corrigés par la méthode de Green (b). La description de la légende est donnée sur la figure III.11.

Sur la figure III.27 sont représentés les âges apparents TF en fonction de l'altitude de prélèvement. On observe qu'entre les altitudes de 20 m et 800 m, les âges des échantillons prélevés ne présentent aucune tendance au vieillissement. Leur moyenne s'établit à $85,6 \pm 1,8$ Ma (à 1σ). Les échantillons prélevés à des altitudes comprises entre 900 m et 1000 m présentent des âges progressivement plus élevés, avec respectivement $97,0 \pm 2,5$ Ma (cinq échantillons) et $113,9 \pm 2,7$ Ma (trois échantillons). Corrélativement, l'enveloppe des âges apparents de la Fig. III.27 laisse apparaître un changement de pente entre 800 m et 900 m. Cette distribution, âges apparents-altitudes rappelle donc celles observées précédemment pour l'Afrique du Sud et le Kenya. Comme ces dernières, elles suggèrent donc un franchissement très rapide de la PAZ par des échantillons situés initialement à des profondeurs telles que la température ambiante était supérieure à 120°C . On remarque que le seul échantillon qui ne passe pas le test du χ^2 et était donc localisé au sein d'une paléo-PAZ avant cette dénudation rapide, provient lui aussi d'une altitude de 800 m. Il confirme bien que vers 800 m et au delà, nous avons des témoins comportant des reliques d'une histoire thermique pré-rift. Le fait qu'à cette altitude de 800 m, on puisse rencontrer des échantillons provenant de la PAZ ou de secteurs plus chauds pourrait n'être qu'une conséquence de soulèvements différentiels de blocs au sein des réseaux de failles qui hachent l'"Arco" de Ponta Grossa.

Si l'on considère les échantillons d'altitude égale ou inférieure à 800 m, l'âge moyen de $85,6 \pm 1,8$ Ma obtenu pour ceux-ci suggère un taux de dénudation minimum de 220 m/Ma. En adoptant un gradient géothermique de $30^\circ\text{C}/\text{km}$, on déduit que le temps de franchissement de la PAZ aurait duré moins de 9 Ma. Dans ces conditions, les traces de fission n'auraient été que très peu affectées par la température (Gleadow, 1990) et l'âge apparent des apatites doit être très proche de celui de l'enregistrement des premières traces, soit vers 110°C - 120°C . C'est bien ce que suggèrent les corrections d'âges du tableau III.5 qui sont comprises entre 0% et 11%, avec une moyenne de correction d'âge de 5%. Comme nous l'avons précisé plus haut, ces corrections n'étaient qu'approximatives, en particulier en raison du faible nombre de traces mesurées. Les présentes considérations confirment toutefois bien nos inférences précédentes sur le franchissement très rapide de la PAZ, basées sur les distributions de longueur et des âges apparents des cristaux individuels.

La discussion précédente pose le problème de la validité des corrections d'âges par le modèle de Storzer-Wagner (1972) pour des échantillons non volcaniques. Nous avons vu précédemment l'incapacité de cette technique à reconnaître l'existence de deux populations de traces dans les échantillons situés à plus de 800 m d'altitude. Nous constatons maintenant que, sauf exception (l'échantillon PRCA-11), les corrections d'âges proposées par ce modèle vont de 2% à 15% (JARN-01, JARN-02) ou même 27% (JARN-05), ne présentent aucune corrélation avec l'altitude et ne sont pas compatibles avec les données de terrain. Contrairement donc à Meyer et al. (1990) et Meyer (1990), nous ne retiendrons pas les conclusions de ce modèle. La capacité du modèle de Wagner-Storzer (1972) à corriger des âges TF des minéraux non volcaniques avait déjà été mise en doute par Fleischer et Walker (1975). Elle n'avait pas davantage été retenue par Durrani et Bull (1987) ou dans l'ouvrage récent "Fission Track Dating" de Wagner lui-même (1992). Notre expérience nous conduit aussi à douter des capacités de ce modèle, sauf peut-être dans des conditions très particulières (Meyer, 1990) qui demanderaient à être approfondies.

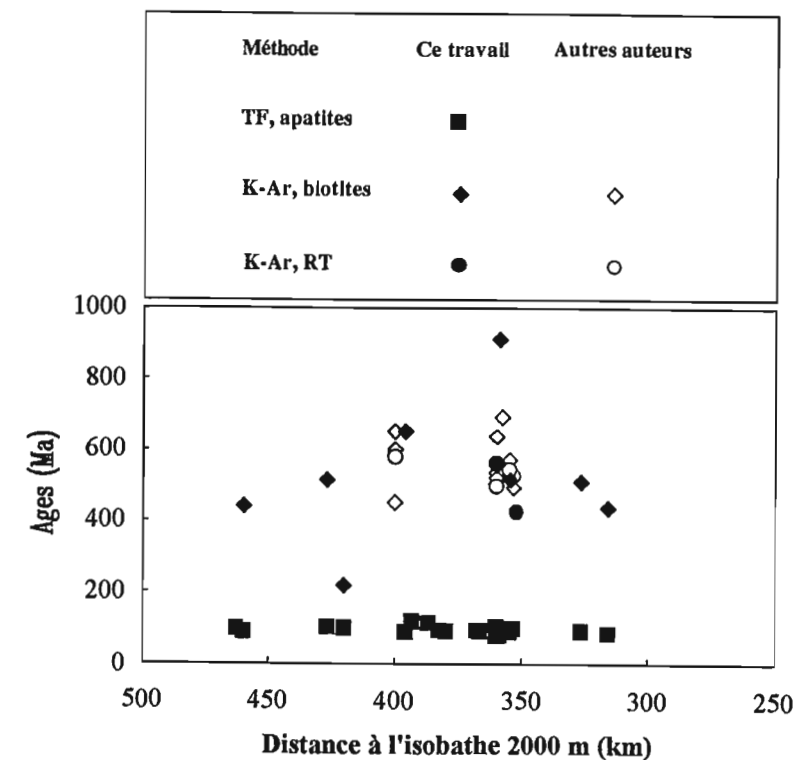


Figure III.26- Distribution des âges apparents TF (apatites) et K-Ar (biotite, RT) en fonction de la distance à l'isobathe 2000 m, dans l'APG. Les données de la littérature sont celles compilées de Kawashita et al. (1988) et Cordani et al. (1978).

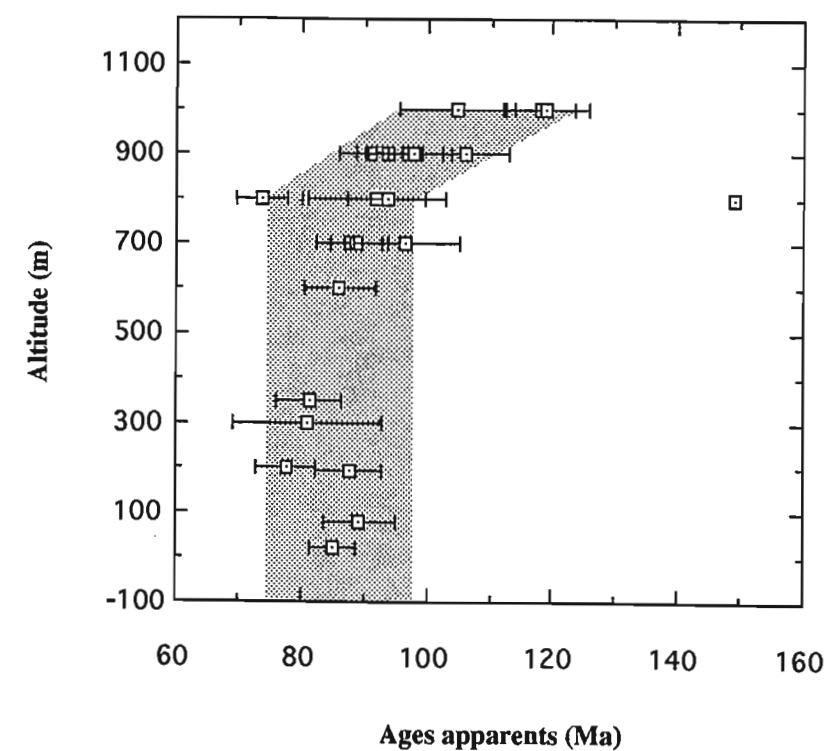


Figure III.27- Distribution des âges apparents TF (apatites) dans l'APG en fonction de l'altitude de prélèvement. La zone en grisé représente l'enveloppe des âges apparents. La distribution des âges suggère un changement de pente vers 800-900m. L'échantillon PRCA-11, qui ne passe pas le test du χ^2 , se situe à l'écart de la tendance générale âges-altitudes.

3.2.b - Interprétations géologiques :

Les données TF suggèraient donc que l'APG aurait connu une phase importante de dénudation vers 90 Ma. Nous devons maintenant examiner si cette hypothèse est compatible avec les données géologiques.

L'apparition de l'APG comme une structure positive est bien antérieure au phénomène enregistré par les traces de fission. Nous avons vu en effet que l'APG serait apparu il y a environ 220 Ma, c'est à dire à une époque où dans l'ensemble du bassin du Parana, la subsidence se trouvait réduite à son minimum. Une première phase d'érosion importante (liée à son soulèvement?) de l'APG se situerait vers 140-120 Ma. En effet, on constate (Zalan et al., 1987) qu'après une période précédente de très faible sédimentation, celle-ci reprend et devient vite très importante entre 140-120 Ma, au Nord et au Sud de l'APG. Vers l'Ouest, les laves basaltiques du Parana qui ont commencé à s'épancher vers 135-130 Ma, forment un obstacle infranchissable, que limite la sédimentation dans la partie Ouest du Bassin. La sédimentation dans le bassin du Parana se réduit progressivement, puis s'arrête vers 100 Ma. A ce moment, l'Amérique du Sud et l'Afrique sont déjà séparées. Au niveau de l'APG, l'ouverture océanique s'est effectuée entre 126 Ma et 119 Ma et vers 100 Ma, près de 400 km séparent déjà les deux continents. Nos âges TF nettement postérieurs, n'enregistreraient donc pas l'ouverture océanique elle-même, mais un événement plus tardif.

Entre 118 Ma et 80 Ma, se sont produits deux événements importants dans l'évolution de l'Atlantique Sud. D'une part, un changement du pôle de rotation de la plaque de l'Amérique du Sud situé antérieurement vers 51.6° de latitude et -35.0° de longitude, il passe à 63.0° de latitude et -34.0° de longitude. A peu près à cette même période, entre les anomalies magnétiques M0 (118,7 Ma) et C34 (84,4 Ma), on observe une accélération du taux d'épanchement océanique entre les continents sud-américain et africain, qui passe de 28 mm/an à 38 mm/an.

Sur la marge continentale du Sud-Est brésilien, ce changement de cinétique pourrait être la cause du soulèvement de la Serra do Mar, qui s'étend de Rio de Janeiro à Santa Catarina (Fig.III.5). Actuellement, cette Serra do Mar culmine à 2400 m à l'intérieur de Rio de Janeiro. On constate que l'APG est situé dans la partie sud de cette chaîne, limitée vers l'Ouest par une zone de failles orientées NE-SW. La surrection de la Serra do Mar serait le dernier phénomène ayant affecté l'APG. La datation de cette surrection peut être déduite des observations de Zalan et al. (1987) dans le Bassin du Parana et dans les bassins de Santos et Campos (Fulfaro et Petri, 1983). Ces derniers auteurs observent en effet qu'après une première phase de sédimentation importante de ces bassins de marge (Eocréacé), due à l'ouverture de l'Atlantique Sud, a succédé à une sédimentation calme. Puis en réponse à la structuration de la Serra do Mar se manifeste une sédimentation vers 100 Ma jusque vers 72 Ma (Campanien-Maestrichtien). A cette même époque on observe une tectonique de fracturation.

Nos propres résultats indiquent précisément une surrection-érosion importante dans l'APG vers 90 Ma. Nous proposons que cette phase tectonique corresponde à la surrection de la Serra do Mar, manifestation continentale du changement de la cinématique survenu dans l'évolution de

l'Atlantique Sud. La base de la PAZ pré-Serra do Mar se situe dans l'APG, à une altitude de 800-900 m. On peut en déduire, si l'on admet une température de surface de 15°C et un gradient géothermique de 30°C/km, que c'est une épaisseur légèrement supérieure à 3 km qui aurait été rapidement érodée. La rapidité de la surrection/érosion de la Serra do Mar et la durée déduite de la période de forte sédimentation dans les bassins de Campos et Santos correspondent bien à la discontinuité dans l'évolution de l'Atlantique Sud vers 90 Ma.

Ces données sont-elles compatibles avec la géologie de la région ?

Si l'on considère l'évolution du bassin du Parana, telle qu'elle est exprimée par les isopaques de la Fig.III.6 et résumée dans le tableau III.1, il apparaît qu'après une période de très faible sédimentation (Zalan et al., 1987) entre 250 Ma et 190 Ma, la sédimentation reprend. Elle devient très importante à partir de 140 Ma, au N et au S de l'APG (la barrière des laves basaltiques du Parana formant un obstacle à une sédimentation importante dans le secteur W de l'APG). Les taux de sédimentation sont particulièrement élevés entre 140 Ma et 120 Ma, intervalle de temps qui correspond à la troisième subsidence du Bassin (Tab.III.1). La sédimentation se réduit ensuite progressivement et s'arrêterait peu après 110 Ma. Ces observations sont donc en bon accord avec l'hypothèse découlant de l'analyse TF d'un soulèvement important accompagné d'érosion dans l'APG il y a environ 125-100 Ma. Nous attribuons la dénudation enregistrée par les apatites de l'APG au cours de cette période comme une réponse aux phénomènes thermotectoniques induits par l'ouverture de l'Atlantique Sud.

3.2.c - Comparaison avec l'"Arco du Rio Grande :

Cet arc structural qui apparaît bien dans la Fig.III.3 est situé à environ 800 km au Sud de l'APG. Il présente la même orientation et la même forme générale que l'APG, sa surface étant légèrement supérieure. Aucun champ de dykes n'y est visible cartographiquement ou détectable par les techniques gravimétriques. Une série de 5 échantillons pris dans les roches métamorphiques (gneiss, granitoïdes, granulites) du socle métamorphique de l'"Arco" du Rio Grande (ARG) selon un transect SE-NW et W-E-W (Fig.III.3) a été datée par TF sur apatites (Poupeau et al., 1985). Comme précédemment, les âges apparents TF sont très inférieurs aux âges K-Ar sur micas des localisations correspondantes, ces derniers variant de ~600 Ma vers la côte (chaîne mobile «brasiliana-pan-africana») à 1,6 Ga au NW (Craton do Rio de la Plata). Les âges TF, mesurés chacun par deux observateurs en utilisant la technique des populations, sont nettement plus anciens que l'âge de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Entre 100 km et 300 km de la côte, les âges TF sont concordants à $268,7 \pm 6,6$ Ma, l'échantillon le plus proche du bassin du Parana n'étant que de 216 ± 18 Ma.

L'analyse tectono-sédimentaire du bassin du Parana, révèle (voir ci-dessus, Première partie-Cadre Géologique) que l'ARG était apparu comme une structure positive il y a environ

270 Ma, sa dénudation et probablement son soulèvement ayant continué jusque peu avant 200 Ma. Les âges TF de 269 Ma et de 216 Ma pourraient donc être reliés pour les uns, à la phase initiale de soulèvement de 270 Ma, et pour le dernier, comme un effet atténué sur l'ARG de la formation de l'APG.

Les âges-plateaux (TF) des apatites de l'ARG sont concordants avec les âges apparents correspondants (Tab.1, p.316, Poupeau et al., 1985), ce qui suggère une dénudation rapide. Les âges TF des apatites de l'ARG sont donc relatifs à un évènement très antérieur au rifting de l'Atlantique Sud. On observe d'ailleurs que l'ARG, contrairement à l'APG, n'a pas été repris dans la tectonique post-rift de la Serra do Mar : la limite sud de celle-ci se situe à environ 400 km au NE de l'ARG. Les échantillons de l'ARG datés par TF se situent tous à au moins 50 km de la côte et 350 km de l'isobathe 2000 m. A de telles distances, nous savons (voir, page 40, cas de l'Australie) que l'effet thermique d'une ouverture océanique ne se fait plus nécessairement sentir (Fig.III.18). Les âges TF (apatites) de l'ARG n'ont donc apparemment aucun lien avec l'ouverture de l'Atlantique Sud.

3.2.d - Comparaison avec Rio de Janeiro :

En 1984, Fonseca et Poupeau ont daté par TF les apatites de 3 granitoïdes prélevés à Rio de Janeiro. La Serra do Mar couvre encore une bonne partie de l'Etat de Rio de Janeiro et les roches qui la constituent appartiennent à la chaîne mobile "Brasiliana-Pan-Africana". Les âges apparents TF sont compris entre 83 Ma et 123 Ma, c'est à dire pratiquement dans le même intervalle que dans l'APG. Les âges-plateaux de deux de ces échantillons, concordants avec les âges apparents, suggèrent, comme dans l'APG, un refroidissement rapide. Fonseca et Poupeau avaient attribué la dispersion de ces âges à l'ensemble des phénomènes thermo-tectoniques liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud, depuis son ouverture jusqu'à l'accélération de la phase drift vers 90 Ma. Les quelques données relatives à Rio de Janeiro suggèrent donc que la région aurait pu connaître une évolution du même type que celle de l'APG entre 125 Ma et 90 Ma.

3.2.e - Comparaison avec l'Afrique :

Comme nous l'avons souligné ci-dessus (paragraphe 3.1), les âges apparents TF obtenus par Hedge et al. au Libéria sont compris entre 107 Ma et 131 Ma, pour des échantillons situés près de la côte. Les auteurs interprétèrent ces âges comme étant associés à un soulèvement vers 120 Ma, sans évoquer aucune corrélation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud.

L'ouverture de l'Atlantique Sud à ce niveau est daté à environ 120 ma (Nürnberg et Miller, 1991). On est donc en droit de penser que ces âges, dans un matériel métamorphisé il y a au moins 500 Ma, seraient dûs à une réactivation thermo-tectonique régionale liée à cette ouverture. L'absence de mesures de longueurs de traces dans ce travail déjà ancien (1975), l'utilisation de la

500 Ma, seraient dûs à une réactivation thermo-tectonique régionale liée à cette ouverture. L'absence de mesures de longueurs de traces dans ce travail déjà ancien (1975), l'utilisation de la technique des populations et le manque de données sur les altitudes de prélèvement ne permettent pas d'interpréter plus finement ces résultats.

Nous avons également essayé de comparer la situation observée dans la région de l'APG avec celle qui a été relevée pour l'Afrique du Sud. Dans les secteurs datés par TF par Brown et al. (1990), les variations d'âges observées ne dépendent, comme dans l'APG, que de l'altitude et non de la distance à la côte. Brown et al. considèrent donc que cette distribution d'âge pourrait être due à un soulèvement de caractère régional.

Il est intéressant de remarquer que la dénudation est plus importante le long du profil Luderitz-Keetmanshoop que dans le secteur entre Cap Town-Sutherland, comme l'indiquent les valeurs des âges apparents, plus récents au Nord (la plupart des âges TF satisfaisant le test du χ^2 et présentant une faible fréquence de traces courtes pré-rift) qu'au Sud. Ceci pourrait effectivement correspondre à un soulèvement plus important, donc une érosion rendue plus efficace en Namibie, que dans la région du Cap. A cet égard, on peut observer que la distribution des âges apparents TF (apatite) de la Namibie est plus proche de celle de l'APG que de la distribution des âges de la région du Cap. En effet, les âges apparents des échantillons qui passent le test du χ^2 en Namibie, sont compris entre 102 Ma et 83 Ma, c'est à dire, selon le même intervalle de temps que dans l'APG, alors qu'au Cap, ils sont dans l'intervalle 178-124 Ma.

Brown et al. (1990) interprétèrent les âges obtenus pour la Namibie et l'Afrique du Sud comme le résultat d'"une accélération de la dénudation et du soulèvement correspondant de la côte Sud-Ouest de l'Afrique, associés aux premiers stades de développement de la marge continentale".

Les évènements mis en évidence par les TF (apatites) sur la marge Sud-Ouest de l'Afrique diffèrent de ceux observés dans la région de l'APG. Sur la marge Sud-Est du continent sud-américain, l'activité tectonique éocénozoïque, a provoqué la structuration de la Serra do Mar. Les âges TF (apatites) semblent aussi avoir enregistré des évènements contemporains, dans l'APG et le Sud-Ouest de l'Afrique, mais de nature différente :

en Amérique du Sud, le soulèvement et la dénudation de la Serra do Mar;

en Afrique du Sud et Namibie, l'érosion et le rééquilibrage isostatique ayant affecté le plateau bordant les zones côtières.

CONCLUSION

L'évolution de l'**Arco de Ponta Grossa** peut être résumée en trois étapes: première apparition comme structure positive vers 220 Ma, surrection-érosion importante vers 140-120 Ma, comme phénomène d'accompagnement de l'ouverture de l'Atlantique Sud, reprise tectonique enfin avec le soulèvement de la Serra do Mar.

L'analyse des traces de fission dans les apatites des granitoïdes de l'APG révèle que dans les échantillons d'altitude inférieure à 900 m, pratiquement aucune trace pré-Serra do Mar n'existe. La concordance entre les âges apparents inférieures à 900 m d'altitude et leur distribution de longueurs confinées suggèrent un taux de dénudation minimum de 220 m/Ma vers 90 Ma, le taux de dénudation réel pouvant être beaucoup plus important.

Ce taux de dénudation est relatif à la surrection de la Serra do Mar. L'altitude actuelle de la base de la PAZ pré-Serra do Mar suggère une dénudation de l'ordre de 3 km accompagnant cette surrection, qui serait responsable des taux exceptionnellement élevés de sédimentation relevés à ce moment dans les bassins côtiers de Santos et Campos.

Les quelques données TF (apatites) disponibles pour Rio de Janeiro suggèrent, par comparaison avec nos résultats, que l'ensemble de la Serra do Mar aurait pu connaître la même évolution. Par contre, l'Arco de Rio Grande, au Sud de l'APG, n'a pas été repris dans le soulèvement de la Serra do Mar. Les âges TF (apatites), non affectés par les effets thermo-tectoniques de l'ouverture de l'Atlantique Sud (sans doute en raison de la grande distance entre les échantillons datés et la marge continentale) datent la structuration de cet arc structural vers 270 Ma et, l'un d'entre eux, a enregistré un écho de la structuration de l'APG vers 220 Ma.

Enfin, d'un point de vue méthodologique, il faut souligner la richesse des informations que l'on peut extraire de l'AFTA ("Apatite Fission Track Analysis") lorsqu'on utilise la technique de la datation par détecteur externe et la mesure des traces confinées. Par contre, une fois encore, en dépit de reprises récentes (Meyer, 1990; Mansour, 1991), la méthode de correction d'âges par les traces projetées ne paraît pas suffisamment convaincante pour continuer à être utilisée dans le cas des échantillons non volcaniques.

CHAPITRE IV

ETUDE THERMOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF DE BELLEDONNE, DU GRAND CHATELARD ET DE LA ZONE DU DAUPHINOIS INTERNE (ALPES OCCIDENTALES)

ETUDE THERMOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF DE BELLEDONNE, DU GRAND CHATELARD ET DU DAUPHINOIS INTERNE (ALPES OCCIDENTALES)

Les Alpes telles que nous les voyons actuellement sont le résultat de la collision entre les plaques Eurasiatique et Africaine. Leur histoire, d'âge principalement tertiaire, est complexe car elle doit tenir compte des processus qui ont conditionné le raccourcissement crustal: compression, chevauchement, charriage, jeux de failles, etc.

La compréhension de la dynamique et des mécanismes des mouvements lithosphériques requiert la connaissance de deux paramètres essentiels : le temps et la température.

Classiquement, les méthodes isotopiques du Rb-Sr et du K-Ar sont utilisées pour établir les trajets temps-température pour les épisodes des mouvements lithosphériques. Ces géochronomètres, associés aux données géologiques, fournissent à la fois un canevas chronologique à la dynamique crustale ainsi qu'une estimation des vitesses de refroidissement de la croûte et du soulèvement (Hurford et al., 1991).

Ces dernières années, la méthode de datation par TF s'est révélée être un outil efficace pour la datation des événements tardifs des chaînes de collision, participant ainsi à établir la chronologie de leur dernier refroidissement.

Dans les Alpes centrales et dans la partie interne des Alpes occidentales, où l'histoire géologique est bien connue, un foisonnement de publications a permis d'établir une histoire thermique assez cohérente à partir de données géochronologiques (Wagner et Reimer, 1972; Wagner et al., 1977; Chopin et Malusky, 1980; Hurford, 1986; Hurford et al., 1991, Hunziker et al., 1986), tectoniques (Frey, 1986; Frey et al., 1980; Lausbcher, 1991; 1992; Mueller, 1984; Dietrich, 1984; etc) et géochimiques, géologiques et minéralogiques (Compagnoni et al., 1977; Frank, 1983, etc...).

Toutefois, dans la partie externe des Alpes occidentales, les Massifs Cristallins Externes (MCE), l'histoire thermique tertiaire, c'est à dire celle du refroidissement final, soulèvement et exhumation des massifs, est peu connue.

C'est pourquoi, dans ce travail, nous nous sommes proposés d'apporter de nouvelles contraintes à l'évolution thermotectonique des MCE, à partir d'une étude par les TF sur apatite du massif de Belledonne et ses environs, dans les Alpes occidentales.

1 - ASPECTS GEOLOGIQUES

Le massif de Belledonne, situé entre les vallées de la Romanche au Sud et de l'Isère au Nord, fait partie de l'ensemble des MCE, qui constituent les fragments occidentaux du socle antétriasique des Alpes françaises (Fig.IV.1).

Cette chaîne comprend plusieurs domaines structuraux. Lory (1891) a proposé une division en deux parties, les rameaux externe et interne, séparés par «l'accident médian» (Fig.IV.2). La nature de cet accident est controversée et à présent il n'existe pas de consensus général pour lui attribuer une définition unique. La tendance actuelle est de le considérer comme un accident décrochant, puis chevauchant (Gasquet, 1979 et Ménot et al., 1987). En tout cas, la présence d'écaillés de Stéphanien, de Trias et de Lias et les déformations de la couverture mésozoïque (Gourlay, 1986) démontrent le rejeu alpin de «l'accident médian». Le rameau interne est ainsi chevauchant sur le rameau externe dans la partie septentrionale du massif (Ménard, 1979, Triboulet, 1980, Ménot et al., 1987).

Vivier et al. (1987) et Ménot (1987) ont procédé à un travail exhaustif de synthèse sur les caractères lithologiques, pétrographiques et métamorphiques des différentes formations du massif de Belledonne, à partir des données de nombreux mémoires régionaux. Ils complètent cette subdivision du massif de Belledonne en séparant le rameau interne en deux zones tectoniques distinctes: le domaine Sud-Occidental et le domaine Nord-Oriental.

Le rameau externe, limité à l'Ouest par les sédiments mésozoïques du rebord Est du Grésivaudan et à l'Est par «l'accident médian», est constitué d'une seule formation lithologique : la Série satinée (ensemble de micaschistes à sérécite et chlorite)(Siméon, 1979; Demeulemester, 1982). Cette série est plissée isoclinalement et forme un vaste dôme à grand rayon de courbure dans la partie Nord, vers Albertville, où elle affleure plus largement en un pli kilométrique à axe vertical (Carme, 1971a).

Le rameau interne est compris entre «l'accident médian» à l'Ouest, les failles bordières à l'Est et le décrochement de Belle Etoile-Eau d'Olle au Sud. Demeulemester (1982) le décrit comme un ensemble de compartiments pétrologiquement différents, avec une lithologie et une structure complexes s'opposant fondamentalement au rameau externe.

Le domaine Sud-Occidental du rameau interne, de forme grossièrement triangulaire, inclue le massif du Taillefer et est recoupé par la basse vallée de la Romanche. Cette zone s'inscrit entre «l'accident médian» à l'Ouest, l'accident de Belle-Etoile et les failles bordières du bassin de Bourg d'Oisans à l'Est et la couverture mésozoïque au Sud. Elle est constituée par la superposition de quatre unités tectoniques majeures :

- le complexe méta-ophiolitique de Chamrousse, d'âge cambro-ordovicien (496 ± 6 Ma, U/

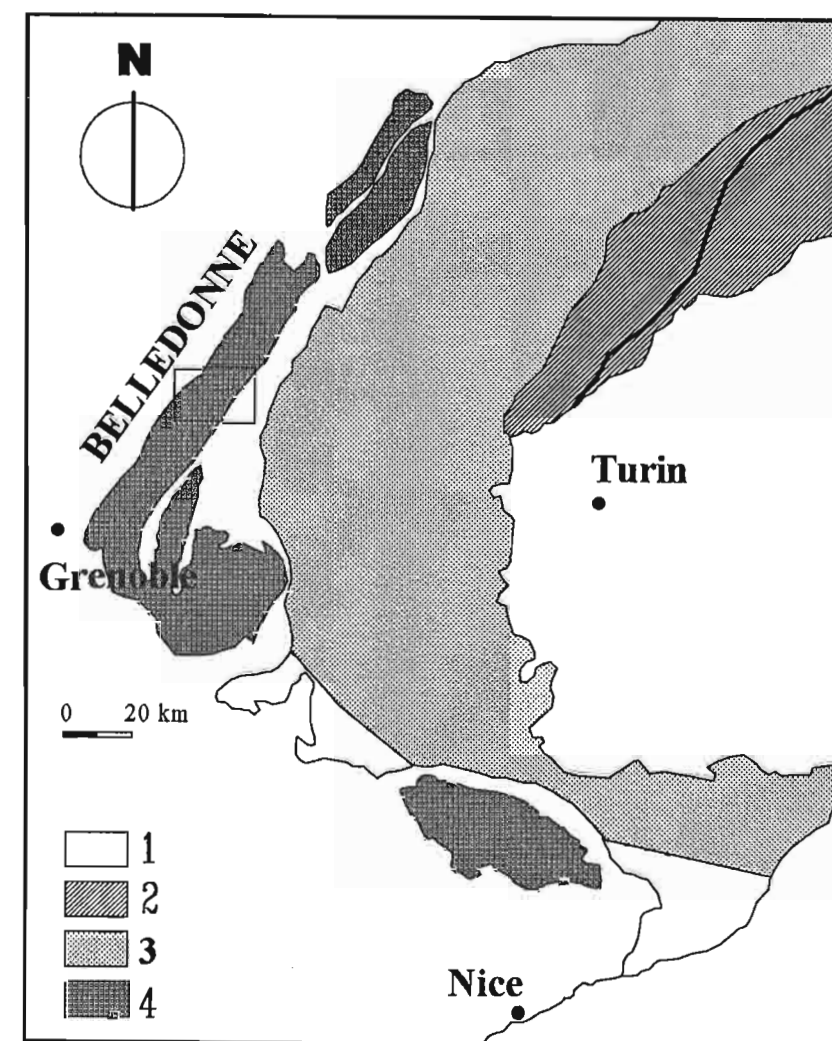


Figure IV.1 - Carte géologique simplifiée des Alpes Occidentales. La zone encadrée au coeur du massif de Belledonne correspond à la région étudiée.

- 1 - Séries de couverture non différenciées
- 2 - Zone Sud-Alpine
- 3 - Zones : Sub-Briançonnaise, Briançonnaise, du Piémont, Alpes Penniques
- 4 - Massifs cristallins externes

Pb sur zircons: Ménot et al. 1984a et 1988);

- les formations gneissiques et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée d'âge présumé protérozoïque supérieur à paléozoïque inférieur (Ménot, 1987; Carme et Pin, 1987);

- l'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet, dévonien (U/Pb sur zircons, Ménot et al., 1984b) et à caractères originels de rift ensialique (Ménot, 1987);

- la formation du Taillefer probablement viséenne (Gibergy, 1968; Carme, 1971b) à composantes détritiques et volcaniques.

Le domaine Nord-oriental du rameau interne constitue l'essentiel de la chaîne de Belledonne.

Carte géologique simplifiée des Alpes Occidentales.

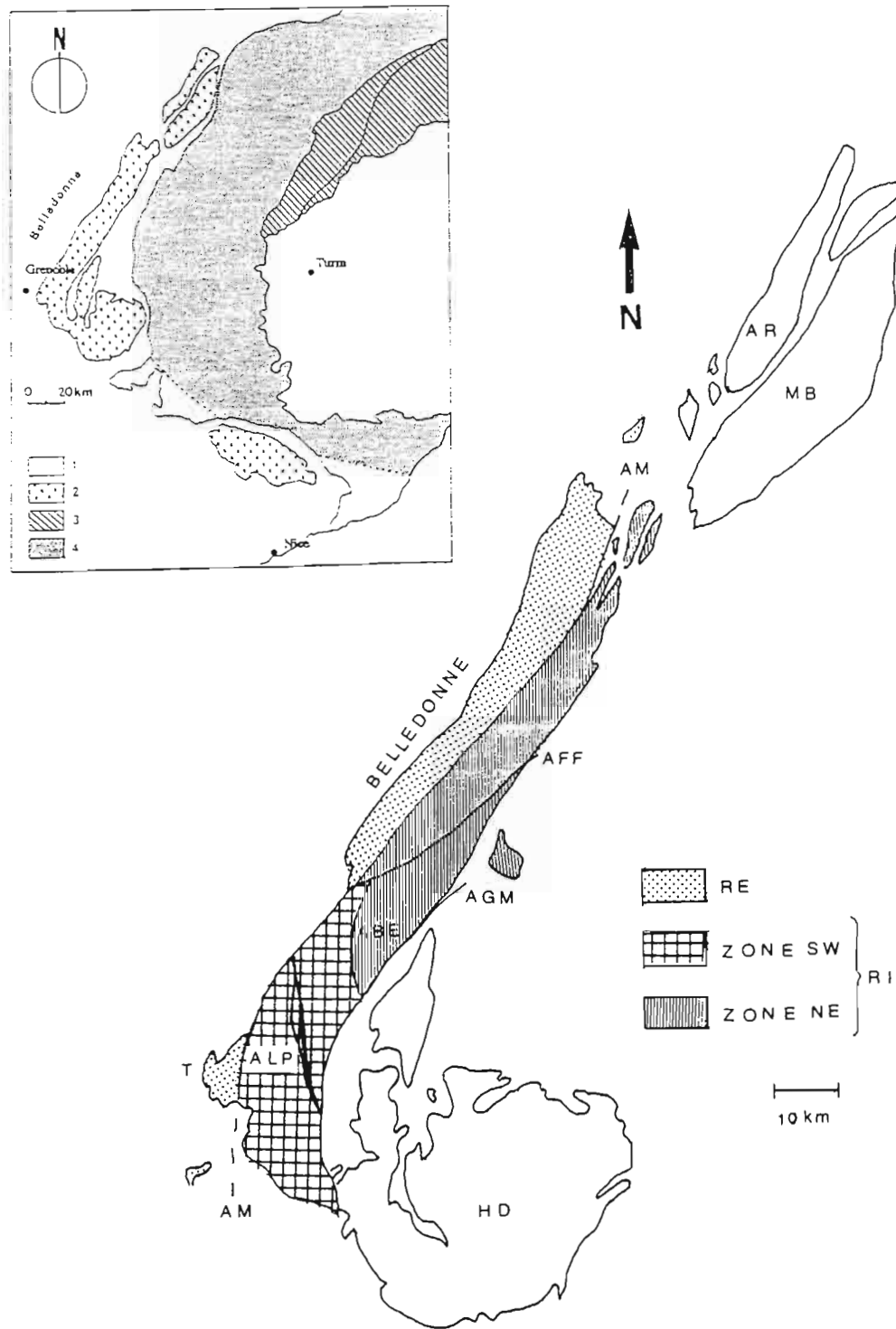


Figure IV.2 - Carte simplifiée de la chaîne de Belledonne (d'après Ménot et Vivier, 1987) :
 (1) RE= Rameau Externe; (2) Zone SW ou Domaine Sud-occidental; (3) Zone NE ou Domaine Nord-oriental. Les accidents : AM = Accident Médian; AFF = Accident de Fond de France; AGM = Accident de Grand'Maison; ABE = Accident de Belle Etoile; ALP = Accident de La Pra.
 Page 134

Il est limité par «l'accident médian» à l'Ouest, les failles bordières orientales et le décrochement senestre de Belle Etoile-Eau d'Olle. Ce domaine est constitué lithologiquement par:

- des formations gneissiques et amphiboliques;
- des orthogneiss;
- des séries schisteuses, schistes verts et noirs et quartzo-leptynites;
- des granitoïdes tardi à post-tectoniques.

Le cadre de notre étude étant principalement le domaine Nord-oriental du massif de Belledonne, nous présentons ci-dessous une description de ses formations ainsi qu'une synthèse de son évolution tectono-métamorphique, inscrite dans l'histoire de l'ensemble des MCE.

1.1 - Description lithologique du domaine Nord-oriental du massif Belledonne (Fig.IV.3):

Les gneiss et migmatites, qui constituent le soubassement de la partie Nord de la chaîne de Belledonne forment l'encaissant des massifs granitiques des Sept-Laux, de Saint-Colomban et de la Lauzière. Les auteurs ci-dessus cités proposent une subdivision des séries métamorphiques en deux faciès, biotitiques et amphiboliques, qui peuvent comporter des termes gneissiques, schisteux, migmatisés ou non.

La terminologie faciès biotitique comprend les micaschistes, souvent chloritisés, les faciès pélitiques à grain fin, intercalés en horizons dans des gneiss à biotite peu ou pas migmatitiques. Les micaschistes contiennent du quartz, du plagioclase, de la biotite en abondance, de la muscovite, de la tourmaline et parfois des reliques de grenat. Les gneiss à biotite peuvent être fins ou grossiers, homogènes ou non, rubanés ou massifs. Les gneiss fins sont riches en quartz et biotite, avec des plagioclases altérés, du grenat, parfois de la cordiérite ou de la staurotide. Les migmatites à biotite ont été observées dans la partie médiane de la chaîne, dans le complexe de Saint Colomban et les «séries du Bois des Ravères et de la Montagne des Plans». Leur paléosome est comparable à celui des gneiss à biotite et présente des textures veinées, stromatitiques ou agmatitiques. Sont encore observés des filonnets pegmatitiques, qui contiennent du microcline à perthites en lanière automorphe, de l'albite, du quartz en amas irréguliers et de la biotite chloritisée.

Les faciès amphiboliques sont représentés par les amphibolites du Beaufortin et celles du Col du Glandon. Dans le Beaufortin, les amphibolites sont soit à grenats, avec une structure keliphitique (albite-séricite), soit à diopside-hornblende en alternance avec des niveaux à plagioclase-calcite, matérialisant les reliques des élogites issues du métamorphisme de haute pression. Dans le sud de Belledonne (formation du Lac de la Croix), (Verjat,1980), ont été observées des amphibolites à cocardes ou taches blanches, correspondant à la présence d'agglomérats plagioclasiques et épidotiques, de forme sphérique ou discoïde. Les migmatites à amphiboles sont présentes aux environs de Grand-Maison, avec des mylonitisations tardi-hercynienne et alpine, très pénétratives.

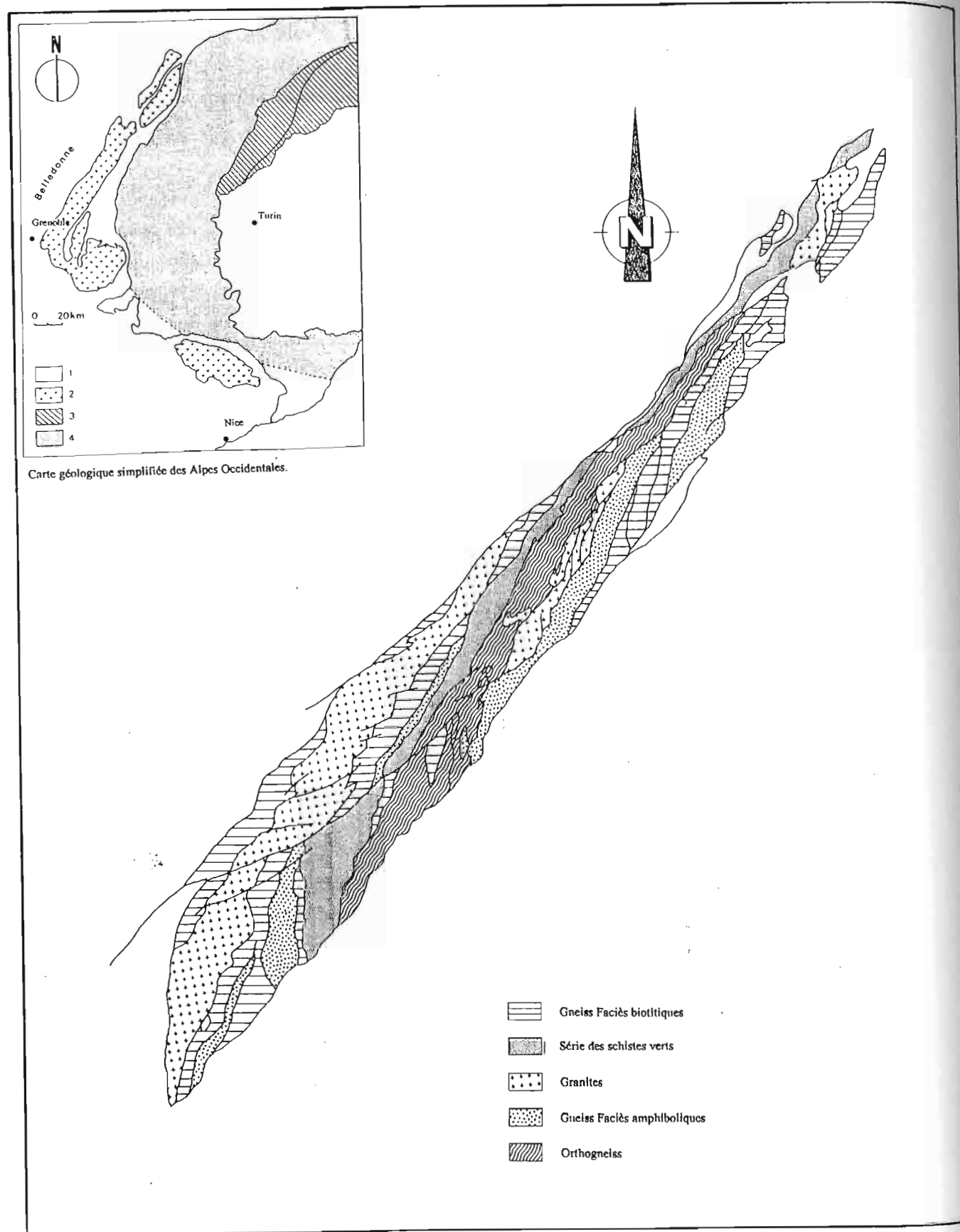


Figure IV.3 - Carte géologique du domaine Nord-oriental du massif de Belledonne (D'après Vivier et al., 1987).

Les faciès intermédiaires, composés par des gneiss hétérogènes à biotite et amphibole, constituent la plus grande partie des séries cristallophilliennes de la zone Nord-orientale de la chaîne de Belledonne. Ils présentent également des faciès plus ou moins migmatisés, à grains grossiers et à foliation frustre; toutefois ils peuvent être aussi ocellaires ou parfaitement rubanés.

Les orthogneiss sont des formations complexes où des granitoïdes hétérogènes déformés sont associés avec des gneiss migmatitiques à biotite et parfois à amphibole.

Dans la galerie Arc-Isère, les orthogneiss porphyroïdes à biotite sont dominants et contiennent de nombreux panneaux de migmatites (Gasquet, 1979). Entre l'Arc et l'Isère, le complexe du Col de Monjoie représente un ancien massif de granite porphyroïde orthogneissifié, avec des enclaves, des structures magmatiques et des filons. La foliation mylonitique pénétrative est subverticale. La tectonique tardi-hercynienne détermine une bande de gneiss ocellés localisée à l'Ouest de ce massif (Poncerry, 1981). Gros (1974) et Siméon (1979), ont décrit des caractères volcanosédimentaires dans les gneiss ocellés situés au Nord de l'Isère, ce qui peut être lié à une tectonisation plus intense.

Les orthogneiss porphyroïdes à biotite sont des monzogranites ou des granodiorites qui passent graduellement à des gneiss granitoïdes ou à des gneiss migmatitiques porphyroïdes. Leur matrice est composée de quartz et plagioclases, avec de la biotite et parfois de la hornblende. Les minéraux secondaires sont : calcite, chlorite, épidote, sphène et quartz recristallisé en filonnets tardifs témoignant d'une rétomorphose. Des structures magmatiques d'écoulement sont reconnues au sein des faciès peu modifiés par la déformation. Il s'agit des caractéristiques typiques des granitoïdes porphyroïdes : Clochers des Pères en Maurienne, Combe de Bronsin dans la Lauzière, piste de Cevin à Bennetant en Tarentaise.

Les orthogneiss porphyroïdes à amphiboles sont représentés par les granitoïdes porphyroïdes mylonitisés à biotite. Dans la galerie Arc-Isère, Gasquet (1979) décrit des diorites quartziques, et à l'Est du massif granitique de la Lauzière, Siméon (1979) a observé des orthogneiss porphyroïdes à phénoclastes de feldspath alcalin et de hornblende dans une matrice plagioclasique, les deux sites étant représentatifs de ce faciès.

Les associations acide-basique sont décrites dans les zones moins affectées par les déformations tardives. La région de Saint Colomban les Villars est un exemple de ce bi-magmatisme, où des nodules de diorites se trouvent au sein des granites porphyroïde à biotite. Le long de la route forestière du Jarnalet (Saint Colomban), des diorites et des leucogabbros de grains fin à moyen, isogranulaires, sont en enclaves décimétriques arrondies dans les granodiorites porphyroïdes hétérogènes.

Vivier et al. (1987) et Ménot (1987) définissent sous la terminologie «Schistes verts», la formation composée de schistes verts ou gris, plus ou moins quartzeux, avec des niveaux graphiteux, des passées plus gréseuses et des faciès métavolcaniques. Font partie des caractéristiques de cette formation, une structure rubanée, une granulométrie fine, un métamorphisme de faible intensité, l'absence de migmatisation ainsi qu'une schistosité mylonitique pénétrative, témoignage de la tectonique post-hercynienne sur cette formation. De nombreux faciès la composent. Toutefois, deux ensembles lithologiques principaux sont cités: les faciès d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire, et les faciès d'origine volcanique. Les faciès d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire sont

constitués de schistes chloriteux rubanés, de schistes quartzeux gris, de schistes graphiteux, de grès et conglomérats, et ceux d'origine sédimentaire, de schistes chloriteux fins, de schistes amphiboliques et de schistes quartzeux sombres; les faciès d'origine volcanique sont représentés par des schistes chloriteux albitiques vert-sombre (ovardites) et des schistes quartzeux pyriteux ou à muscovite.

Les granitoïdes carbonifères sont intrusifs dans les gneiss et migmatites et dans les orthogneiss. Ils sont représentés par le Massif des Sept-Laux à l'Ouest et celui de la Lauzière, au Nord de l'accident de Fond de France. Plus isolé, au Nord de la Tarentaise, se trouve le granite de Beaufort.

Le type principal de faciès du granite des Sept-Laux, leucocrate à grain moyen, est à quartz, biotite, plagioclase, microcline et muscovite. La biotite est souvent chloritisée ou décolorée et contient des baguettes de rutile. On y trouve, outre les panneaux de gneiss et migmatites, des enclaves de granitoïdes porphyroïdes hétérogènes. Dans la vallée de l'Eau-d'Olle, les faciès tardifs sont abondants.

Le massif de la Lauzière présente au Nord de l'accident de Fond de France, un corps principal constitué de monzogranites et monzosyérites, tandis qu'au Sud sont observées des monzosyérites. Il faut signaler que le granite de la Lauzière n'a pas été recoupé en profondeur par la galerie Isère-Arc (entre la Maurienne et la Tarentaise). Les granitoïdes sont en contact par faille avec les séries gneissiques orientales, et sécants sur les structures des orthogneiss à l'Ouest. Les différents faciès constitutifs de l'association monzonitique, sont les suivants (Vivier et al. 1987):

- des monzosyérites mésocrates, précoces, à l'extrême Nord de la chaîne et au Sud de l'accident de Fond de France. Elles contiennent de la hornblende, du plagioclase, du feldspath alcalin perthitique, du sphène et de la biotite;
- des monzosyérites plus évoluées qui forment une large bande nord-Sud au coeur du massif monzogranitique. Dans ce faciès la biotite brun-vert est plus abondante que la hornblende. On y trouve le microcline, le plagioclase altéré, le sphène et l'épidote et de la muscovite comme accessoire ;
- des monzogranites, qui constituent le faciès dominant au Nord de l'accident de Fond de France, avec des enclaves de syénite-monzosyérite, riches en feldspath alcalin et plagioclase xénomorphes. La biotite est souvent altérée;
- des faciès hololeucocrates, riches en quartz, feldspath potassique et en albite. Ils recourent les monzogranites dans la terminaison méridionale du massif.

1.2 - Evolution tectono-métamorphique des MCE :

L'évolution tectonique et métamorphique des massifs cristallins externes depuis l'Hercynien s'est effectuée en plusieurs stades. A partir des travaux de synthèse de Bogdanoff et al. (1991) nous avons présenté, de manière très schématique, sous la forme d'un tableau (Tab.IV.1), les principaux événements tectonométamorphiques des MCE, depuis le Calédonien jusqu'à l'actuel. L'orogénèse alpine, dans ces massifs, est caractérisée par une déformation non pénétrative représentée par des écaillages, des failles de types divers, associées à un métamorphisme très faible à faible (anchizone et faciès schiste vert).

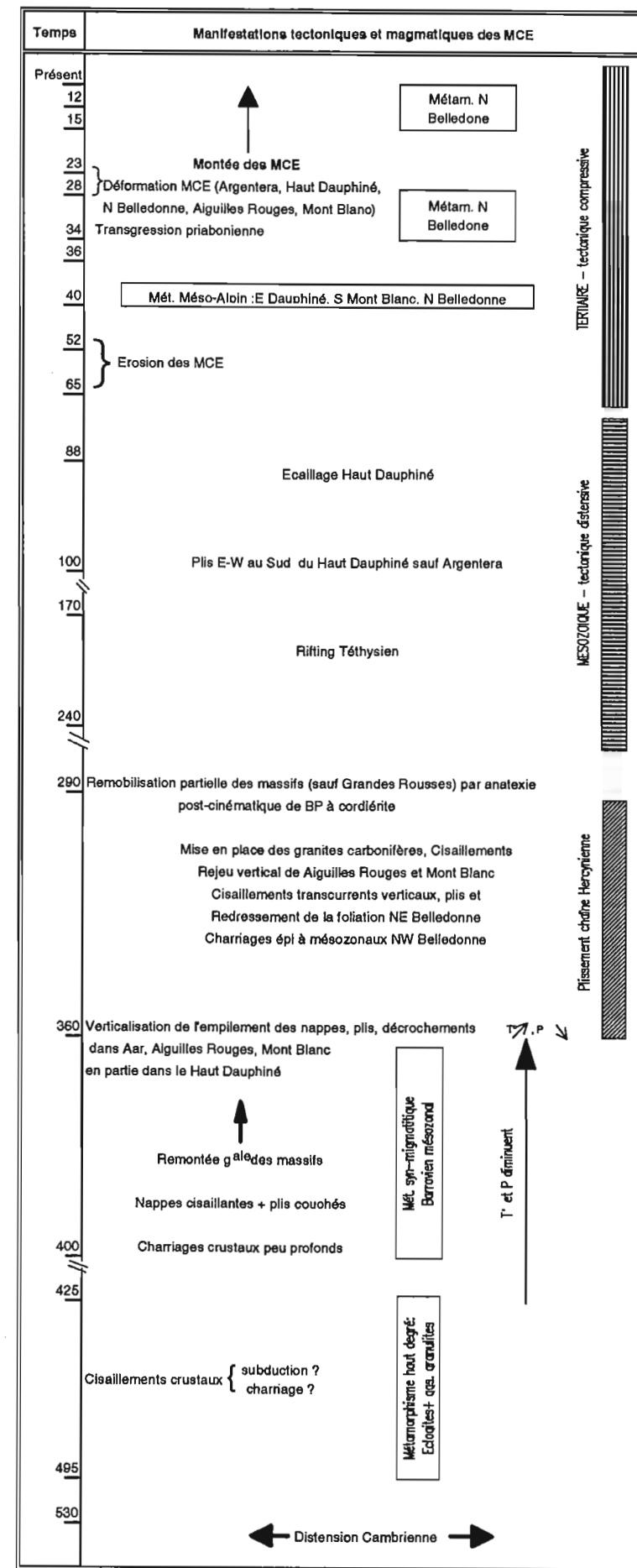


Tableau IV.1- Représentation schématique des principales manifestations tectono-métamorphiques des massifs cristallins externes. (D'après Demeulemeester, 1982 et Ménot et al., 1991).

Le cycle orogénique alpin dans les Alpes occidentales s'est effectué de manière inégale et a connu trois épisodes majeurs (Debelmas, 1983) :

- du Crétacé supérieur au Post paléocène;
- à l'Eocène
- Post oligocène.

Le métamorphisme alpin dans la couverture et dans les MCE proprement dits, dont l'intensité croît globalement vers l'Est et le Nord, est anchizonal et épizonal.

Le métamorphisme méso-alpin (~40 Ma) est maximal à l'Est du Dauphiné, au Sud du Mont Blanc et au Nord de Belledonne. En ce qui concerne la couverture de l'ensemble de la chaîne, il semblerait que le métamorphisme soit polyphasé, ante et post Priabonien, antérieur et postérieur aux charriages. Au Nord du massif de Belledonne, Eltchaninoff-Lancelot et al. (1982) distinguent deux phases de métamorphisme dans le faciès schiste vert: l'une syn-nappe à l'Oligocène moyen à supérieur et l'autre syn à post-nappe au Miocène moyen à supérieur.

Demelemeester et al. (1986) ont remarqué une influence des accidents tectoniques majeurs sur les âges K-Ar et Rb-Sr. Ces auteurs ont observé un rajeunissement général et graduel des âges apparents à l'approche de l'accident médian (Belledonne) où les âges Rb-Sr (sur minéraux) passent de 160 Ma à 70 Ma et les âges K-Ar, de 150 Ma à 25 Ma, du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Egalement, dans le massif du Pelvoux, les âges apparents K-Ar des phyllites diminuent lorsque l'on s'approche du chevauchement Meije-Olan.

Dans ce travail, en raison de la sensibilité du chronomètre TF sur apatite (rappelons que la température de fermeture pour l'apatite est de l'ordre de $110^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$), nous nous sommes intéressés particulièrement à l'histoire récente de ces massifs, c'est à dire, à partir du Miocène supérieur.

Une phase tectonique compressive a affecté les MCE à partir de l'Oligocène. Les structures qui caractérisent les déformations compressives des MCE peuvent se résumer (Bogdanoff et al., 1991):

- au décollement de la couverture;
- au plissement du tégument permo-werfénien et de la couverture décollée;
- à l'écaillage modéré du socle avec pincement de la base de la couverture décollée;
- aux zones décrochantes dextres et senestres, ductiles ou cassantes, verticales ou fortement redressées, affectant la couverture décollée et le socle.

A l'Oligo-miocène la déformation atteint la bordure de la zone externe. Le socle est écrasé et raccourci, et la couverture décollée donne naissance aux nappes helvétiques à déversement N ou NW. Il semblerait que ce soit à cette même époque que la déformation affecte les massifs de l'Argentera, du Haut-Dauphiné, la partie Nord de Belledonne, des Aiguilles Rouges et le Mont Blanc (Bogdanoff et al., 1991).

Cette phase de déformation dans les Alpes occidentales est complexe. A partir du Miocène moyen une nouvelle phase compressive, provoquée par une migration des décollements provoque un clivage du socle de l'avant-pays et une remontée générale des MCE.

1 - ASPECTS GEOCHRONOLOGIQUES

Une cinquantaine d'échantillons de granitoïdes a été prélevée dans le massif de Belledonne (rameaux externe et interne) en surface et en sub-surface (Galerie EDF «Arc-Isère»), dans le Grand Châtelard, le long du flanc est de la vallée de la Maurienne (au Nord de la Chambre), dans la zone du Flysch (au Sud de Saint Jean de Maurienne), et seulement 33 d'entre eux ont pu être analysés par les TF (Fig.IV.4). L'échantillonnage effectué dans le secteur Nord de Belledonne ainsi que le long de la galerie EDF, comprenait 36 échantillons (21 analysés), dont 18 en surface. Dans le Grand Châtelard, le long du flanc est de la vallée de la Maurienne et dans la zone du Flysch, nous avons prélevé respectivement, 5, 4 et 3 échantillons. Les 17 échantillons restants soit ne présentaient pas d'apatites, soit présentaient des apatites craquelées, fissurées, avec des inclusions fluides, minérales et des «dislocations» en abondance, notamment celles provenant de la série satinée et de la galerie EDF (rameau externe, près de l'accident médian et d'Alleverd), et donc impropres à la datation par TF. Ainsi, les 5 échantillons du rameau externe, dont deux en galerie, n'ont pu être datés. En effet, outre les caractéristiques ci-dessus citées, ils présentaient un nombre très faible d'apatites (environ une dizaine de grains par échantillon) et de petite taille (80 μm).

Une coupe a été effectuée transversalement à la Maurienne afin de détecter une éventuelle variation du refroidissement tardif de la région (Fig.IV.5).

Les échantillons collectés présentaient au départ une masse de 10 à 15 kg chacun, à l'exception de ceux de la galerie EDF où l'échantillonnage était moins important et la masse moyenne était d'environ 1 kg. Après la séparation des minéraux par liqueurs denses (bromoforme et iodure de méthylène), nous avons obtenu en moyenne 400 mg d'apatites. Ces apatites ont été également triées à la main en fonction de l'état de leurs surfaces. Nous avons choisi dans la mesure du possible les apatites les moins «abîmées» et contenant un nombre faible d'inclusions minérales et fluides. De manière générale, les apatites de la région du massif de Belledonne sont petites (de granulométrie comprise entre 80-100 μm) et présentent de nombreuses fractures.

Nous avons également séparé les biotites, les feldspaths potassiques (FK) et les plagioclases de nos échantillons afin de les dater par la méthode K-Ar. Treize âges ont été déterminés sur neuf échantillons du massif de Belledonne. Ces datations ont été effectuées sur 3 phases minérales, soit respectivement : six feldspaths potassiques, six plagioclases et une biotite. Les analyses K-Ar ont été effectuées par Michel Bonhomme au Laboratoire de Géochronologie de l'Institut Dolomieu.

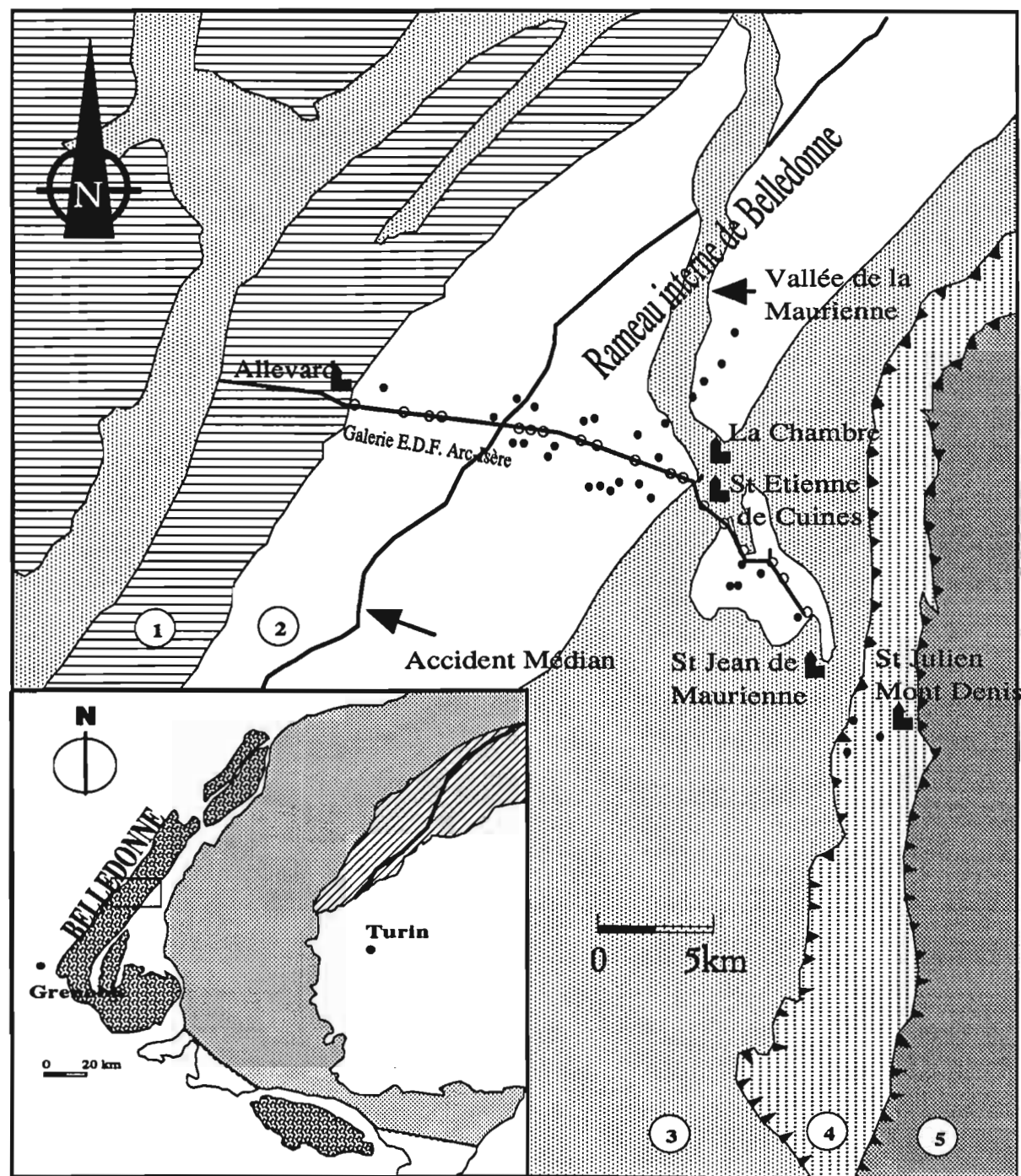


Figure IV.4 - Localisation de l'ensemble de l'échantillonnage effectué dans le massif de Belledonne et ses environs. Les points noirs correspondent aux échantillons de surface et ceux en blanc correspondent aux échantillons prélevés le long de la galerie EDF Arc-Isère (indiquée par la ligne noire épaisse). (1) ; (2) ; (3) ; (4) ; (5).

Figure 5 - Coupe géologique du mB

Echantillon	Minéral	K ₂ O %	± 1σ	40 Ar ^{rad} %	40 Ar ^{rad} (n/g)	± 1σ	40 K / 36Ar x 10E+3	± 1σ	40 Ar / 36Ar ± 3	Age ± 1 σ Ma
GB-01	Feldspath K	13,70	0,27	94,60	24,43	0,49	1604,50	48,14	5448,00	54,4 ± 1,3
GB-02	Feldspath K	11,48	0,23	93,60	26,66	0,53	1041,20	31,24	4650,00	70,6 ± 1,6
GB-02	Feldspath K	10,15	0,20	93,8	27,89	0,56	902,00	27,06	4758,00	83,2 ± 1,8
GB-02	Biotite	9,59	0,19	95,00	62,30	1,25	475,30	14,26	5854,00	191,0 ± 4,0
GB-08	Plagioclase	3,03	0,06	62,90	4,82	0,10	174,70	5,24	796,50	48,7 ± 2,2
GB-09	Plagioclase	2,30	0,05	77,30	7,10	0,14	181,30	5,44	1302,50	93,2 ± 2,7
GB-10	Plagioclase	2,95	0,06	91,70	10,52	0,21	508,10	15,24	3557,00	107,2 ± 2,6
H-1620	Feldspath K	12,22	0,24	81,50	25,81	0,52	342,70	10,28	1578,90	64,3 ± 1,5
H-1620	Plagioclase	1,35	0,03	78,50	6,99	0,14	115,50	3,47	1371,50	153,7 ± 5,4
G-270	Feldspath K	13,46	0,27	91,00	52,20	1,04	425,90	12,78	3268,00	116,3 ± 2,6
G-270	Plagioclase	2,49	0,05	81,70	13,50	0,27	135,50	4,07	1617,70	160,6 ± 4,1
G-2445	Feldspath K	12,54	0,25	89,10	49,40	0,99	338,90	10,17	2700,10	118,2 ± 2,6
G-2445	Plagioclase	2,79	0,06	81,30	16,76	0,34	118,40	3,55	1576,40	177,2 ± 4,1

Tableau IV.2 - Résultats analytiques des mesures K-Ar effectuées sur les feldspaths potassiques, les plagioclases et une biotite de 9 échantillons du massif de Belledonne.
Les constantes utilisées : $\lambda_e = 0,581 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ et $\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$.

Les biotites des échantillons collectés étaient dans leur majorité altérées et chloritisées. Seul un échantillon a fourni des biotites utilisables pour la datation K-Ar (GB-02b). C'est pourquoi les âges K-Ar ont été obtenus sur les feldspaths potassiques et sur les plagioclases. Les sites de prélèvement des échantillons datés et leurs âges apparents K-Ar sont indiqués sur la Fig. IV.6. Figurent ainsi six échantillons de la surface du massif de Belledonne et trois de la galerie EDF Arc-Isère. Les résultats analytiques sont donnés dans le tableau IV.2.

Les températures de fermeture K-Ar pour les feldspaths potassiques et les plagioclases ne sont pas très bien contraintes. D'après Harrison et Mac Dougall (1981), la température de fermeture des microclines serait de $150^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$. Pour les plagioclases l'incertitude sur la température de fermeture est plus grande et sa valeur serait du même ordre de grandeur que celle des feldspaths potassiques (Berger et York, 1981). Les températures de fermeture K-Ar et Rb-Sr habituellement admises pour les biotites sont respectivement de $300^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ (Jäger et al., 1967) et de $280^\circ\text{C} \pm 40^\circ\text{C}$ (Harrison et Mac Dougall, 1981). Les températures de fermeture pour les différentes phases minérales sont données dans le tableau IV.3.

Les âges conventionnels K-Ar des échantillons de Belledonne déterminés sur feldspath potassique s'échelonnent entre $54,4 \pm 1,3 \text{ Ma}$ et $118,2 \pm 2,6 \text{ Ma}$. Il semblerait que les échantillons de galerie présentent des âges sur feldspath potassique plus vieux que les échantillons de surface. En effet, les âges sur FK des trois échantillons de surface sont compris entre 57 et 83 Ma, tandis que ceux des trois échantillons de la galerie sont compris entre 64 et 118 Ma.

Sur les plagioclases les âges K-Ar sont compris entre $48,9 \pm 2,2 \text{ Ma}$ et $160,6 \pm 4,1 \text{ Ma}$. La tendance, observée sur les âges obtenus sur FK, c'est à dire un vieillissement des âges des échantillons de la galerie, est également observée sur les âges déterminés sur plagioclase. Alors qu'en surface les âges s'étagent entre 49 et 107 Ma, ceux de la galerie s'insèrent dans un intervalle de 154 Ma et 177 Ma.

L'âge sur les biotites de GB-02 b est de $191,0 \pm 4,0 \text{ Ma}$.

Les données radiochronologiques K-Ar des échantillons du massif de Belledonne ne permettent pas d'établir des isochrones. D'une part, aucun échantillon n'a fourni trois phases minérales différentes propres à la datation, et d'autre part, la dispersion des valeurs obtenues pour les échantillons de la surface et ceux de la galerie ne permettent pas d'établir de corrélations entre eux.

Toutefois, à partir des mesures isotopiques obtenues sur les feldspaths potassiques et les plagioclases des deux échantillons de la galerie (G-270 et G-2445), nous avons essayé de tracer des diagrammes isotopiques classiques de la méthode du K-Ar : le diagramme du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction du rapport $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$, et le diagramme du ^{40}Ar porté en fonction du ^{40}K .

Dans le diagramme de la figure IV.7, les valeurs obtenues s'alignent selon une droite dont la pente donne un âge de $90,7 \pm 3,2 \text{ Ma}$ ($\pm 1\sigma$) et dont le rapport isotopique initial $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$ est de 914 ± 31 , indiquant donc un excès d'argon.

Le diagramme de la figure IV.8 montre aussi un alignement des points. L'âge calculé à partir

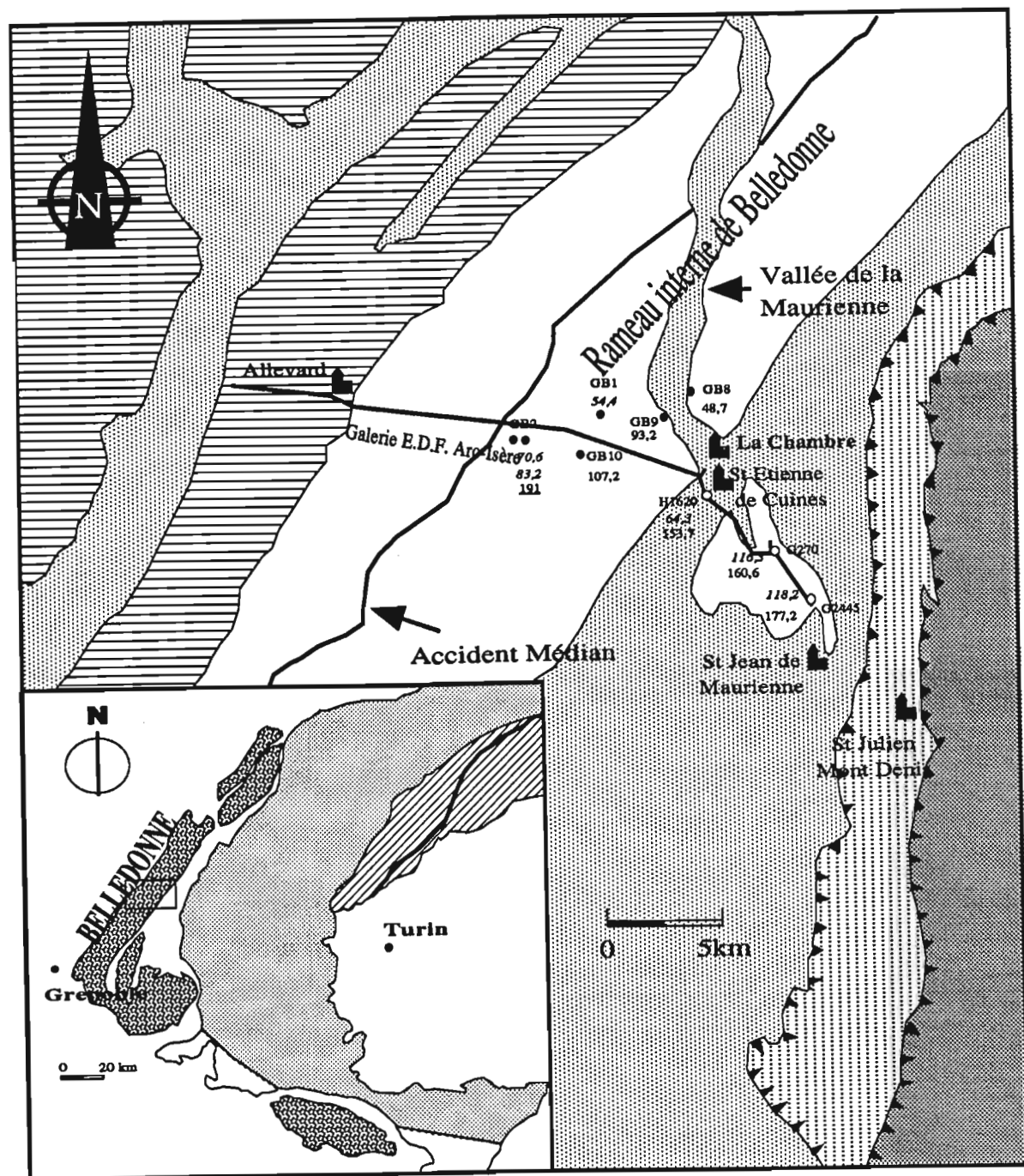


Figure IV.6 - Localisation et âges K-Ar des échantillons analysés dans le massif de Belledonne. Les chiffres en italique correspondent aux âges obtenus sur feldspath potassique et ceux en chiffres normaux aux âges déterminés sur plagioclase. L'âge K-Ar sur biotite est indiqué par le chiffre souligné.

Minéral	Méthode de datation	Température de fermeture °C	Références bibliographiques
Feldspath K	K-Ar	150 ± 30 132 ± 13	Albarède et al., 1978; Harrison et Mc Dougall, 1980; Harrison et Mc Dougall, 1982
Plagioclase	K-Ar	~150	Berger et York, 1981
Biotite	K-Ar	280 ± 40 300 ± 50	Harrison et Mc Dougall, 1980 Wagner et al., 1977
	Rb-Sr	300 ± 50	Clark et Jager, 1969; Dodson, 1973
Amphibole	K-Ar	450 ± 50 400 ± 50	Krummenacher et al., 1975 Cantagrel, 1973

Tableau IV.3- Valeurs des températures de fermeture admises pour quatre phases minérales différentes et pour les méthodes du K-Ar et du Rb-Sr.

de la régression linéaire est de $103,7 \pm 5,9$ Ma ($\pm 1\sigma$), et l'intersect avec l'axe des ordonnées est de 6,02. Là encore il s'agit d'un excès d'argon radiogénique.

Les âges individuels de chaque phase minérale sont supérieurs aux âges déterminés par les régressions linéaires des diagrammes des figures IV.7 et IV.8.

De l'analyse de ces résultats, il ressort que les systèmes ont été ouverts, car les valeurs initiales pour $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ et $^{40}\text{Ar}_{(\text{rad})}$ diffèrent notablement des valeurs où le système n'a pas subi de changement (cas où les droites de régression donnent de vraies isochrones). En effet dans le cas idéal, le rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$ atmosphérique est de 295,5 et le $^{40}\text{Ar}_{(\text{rad})}$ initial est égal à zéro. C'est la définition même de la convention à partir de laquelle la datation K-Ar classique peut être calculée. Ainsi pour nos systèmes, les valeurs obtenues indiquent clairement un excès en argon 40 radiogénique, comme il a été vérifié pour les échantillons de la région de Bourg-d'Oisans au sud de Belledonne (N'ziengui, 1993).

Les droites établies donnent donc des âges de mélange sans signification géologique.

Pour les échantillons de la surface, les points représentatifs des sept fractions minérales analysées ne s'alignent pas sur une droite. Le type d'analyse précédent n'a donc pu être mené.

Par ailleurs, quatre autres échantillons de la galerie EDF Arc-Isère (que nous avons traité par la méthode de TF) avaient été datés par Demeulemeester (1982) en utilisant les méthodes K-Ar et Rb-Sr sur biotites, amphiboles, feldspaths potassiques et une détermination K-Ar sur roche totale. Il s'agit de A-890, A-933, A-3676 et A-6200. Un résumé des résultats analytiques est présenté dans le tableau IV.4.

Les âges ci-dessus cités et notamment ceux des minéraux à basse température de fermeture, diffèrent sensiblement de ceux obtenus sur nos échantillons. Demeulemeester, à partir de résultats isotopiques obtenus sur différents géochronomètres, montre clairement l'existence d'un gradient de température (du S-SE vers le NW) associé à une augmentation de la schistosité mylonitique vers le NW. Il considère que le jeu des grands accidents du massif de Belledonne a pu s'effectuer à plusieurs

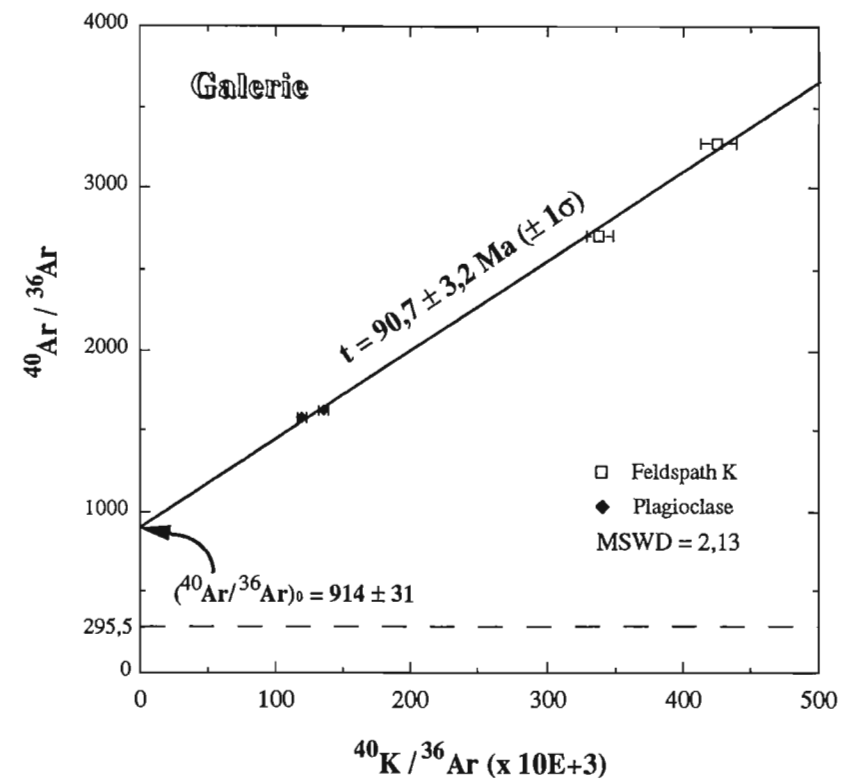


Figure IV.7 - Diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ pour deux phases minérales des échantillons de la galerie EDF Arc-Isère G-270 et G-2445. La droite obtenue par régression linéaire donne un âge de mélange à $90,7 \pm 3,2 \text{ Ma}$. Le rapport isotopique initial indique un excès d'argon.

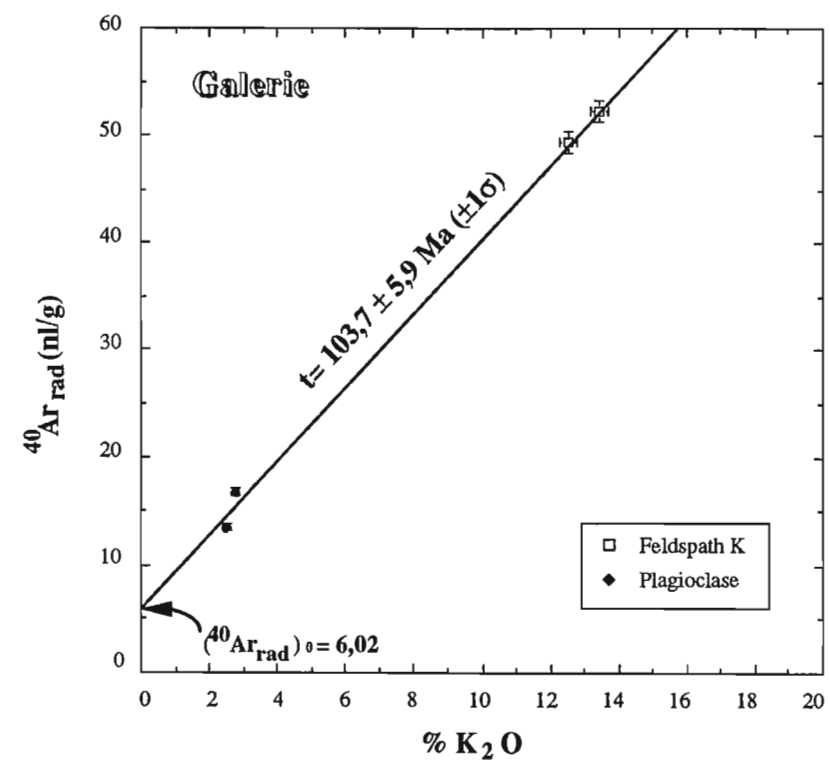


Figure IV.8 - Diagramme $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ en fonction de K_2O pour G-270 et G-2445. L'âge déterminé par la droite de régression est de $103,7 \pm 5,9 \text{ Ma}$ et le rapport initial montre encore une ouverture du système et une valeur supérieure au rapport atmosphérique.

époques; pendant une phase crétacée (matérialisée par les âges sur biotites à 84 ± 8 Ma) et pendant une phase éocène-oligocène (représentée par les âges à $40-27 \pm 3$ Ma sur biotites et feldspaths potassiques).

Les feldspaths potassiques et les plagioclases sont des systèmes sensibles aux événements thermiques et thermomécaniques de faible intensité. L'excès d'argon observé sur ces deux phases minérales dans les échantillons de Belledonne, indique que les systèmes considérés ont été ouverts. Les 13 déterminations K-Ar ici présentées donnent des âges sans aucune signification géologique. La suite d'événements thermomécaniques, proposée par Demeulemeester, n'a pas été décelée par nos âges K-Ar. Toutefois, il signale également un excès d'argon radiogénique mis en évidence dans les échantillons d'âges jeunes (30-15 Ma).

Bonhomme et al. (1988) ont daté une série d'échantillons argileux de la couverture métasédimentaire de Belledonne, près de La Rochette-Allevard. Ces auteurs ont déterminé deux âges K-Ar à 40 Ma. Cet âge est également interprété comme un âge de mélange, reflétant aussi un excès d'argon radiogénique.

Enfin, toutes les mesures radiochronologiques K-Ar déterminées sur les échantillons du massif de Belledonne ne sont que l'expression de mesures individuelles indiquant que le système a été ouvert. Dans ces conditions, il est difficile d'associer tout événement tectonométamorphique aux différents âges obtenus pour les échantillons du domaine Nord-oriental de Belledonne.

Echantillon	Fractions datées	Âges K-Ar $\pm 1\sigma$ (Ma)	Âges Rb-Sr $\pm 1\sigma$ (Ma)
A-890	Biotite	83 ± 3	*
	Amphibole	284 ± 13	*
A-933	Biotite	149 ± 6	159 ± 5
	Amphibole	383 ± 28	*
A-3676	Biotite	72 ± 3	155 ± 5
A-6200	Biotite	24 ± 1	72 ± 2
	*	27 ± 5	77 ± 2
	Feldspath K	23 ± 5	*
	RT	141 ± 18	*

Tableau IV.4- Résultats des âges K-Ar et Rb-Sr déterminés sur différents minéraux et sur roche totale (RT) pour quatre échantillons de la galerie EDF Arc-Isère (D'après Demeulemeester, 1982).

1.2 - Datation par traces de fission - Résultats

Les échantillons du Massif de Belledonne et de ses environs ont été datés par la technique des populations (Chap.I.4.1), car d'une part, les distributions des traces de fission dans les apatites, et par conséquent celles de l'uranium, étaient assez homogènes et d'autre part, le nombre de traces fossiles présentes dans les apatites était trop faible pour permettre l'application de la technique du détecteur externe.

Comme nous l'avons mentionné au chapitre III, les corrections sur les âges apparents TF pour le passage de l'isotherme à 130°C doivent être faites à partir de mesures de longueurs confinées de traces fossiles, c'est à dire à l'aide du modèle de Green (1988). Or, compte-tenu des faibles densités de traces fossiles des échantillons alpins, nous n'avons pas pu effectuer ces corrections.

L'étude du soulèvement et de l'érosion des chaînes de montagnes a également été menée par certains auteurs, à partir du modèle de Wagner (1988, 1990). En effet, ce modèle a été appliqué dans les chaînes transantarctiques (Wagner et al., 1989), dans le Karakorum (Poupeau et al., 1991), dans le massif de l'Argentera (Mansour, 1991) et dans l'île d'Elbe (Bouillin et al., en préparation), où il semble donner des résultats cohérents. Ainsi, nous avons mesuré les longueurs projetées des traces de fission sur l'ensemble de l'échantillonnage de Belledonne afin d'effectuer les corrections d'âges de Wagner (1988) et de comparer nos résultats avec l'ensemble des données disponibles dans le contexte alpin.

1.2.a - Conditions analytiques et reproductibilité des mesures :

La révélation des traces de fission fossiles et induites a été obtenue par attaque chimique avec une solution de HNO_3 , 1 M, pendant 30 secondes et à une température contrôlée de 20°C . Les densités des traces fossiles et induites ont été déterminées sur des microscopes Olympus, Zeiss Jena et Leitz, avec des objectifs x100 à immersion et des oculaires x10.

Tous les âges apparents ont été calculés selon la procédure décrite dans le chapitre I (paragraphe 5.1).

Pour l'un des échantillons du massif de Belledonne (GB-01), nous avons déterminé l'âge apparent TF dix fois, à partir de 3 aliquotes irradiées avec des fluences variant de plus d'un ordre de grandeur, soit respectivement, $0,487 \pm 0,011$ n/cm², $7,68 \pm 0,13$ n/cm² et $1,39 \pm 0,01$ n/cm². A partir de chacune de ces aliquotes, un montage de grains a été réalisé par la technique des populations. Chacun de ces montages a été mesuré de trois à quatre fois (Tableau IV.5). Ces mesures sont les premières réalisées pour cette thèse. Elles s'étalent de mars 1989 à décembre 1990. On observe une discontinuité entre les valeurs des âges apparents mesurés en 1989, concordants à $6,28 \pm 0,15$ Ma, et ceux de 1990, concordants à $6,78 \pm 0,15$ Ma (Fig.IV.9). Cette «dérive» n'est pas liée à la dosimétrie neutronique. En effet, (i) l'incertitude sur la fluence neutronique est inférieure ou égale à 1-2% ($\pm 1\sigma$) et (ii) les mesures effectuées pour deux montages différents dans la même année donnent les

Echantillon	Date mesures	na	Ns	$\rho^a \pm 1\sigma$ x (10E+4) tr/cm ²	ni	Ni	$\rho_i \pm 1\sigma$ x (10E+5) tr/cm ²	$\rho_d(962) \pm 1\sigma$ x (10E+5) tr/cm ²	t (Φ/λ) ± 1σ (Ma)	t (ζ962) ± 1σ (Ma)
GB-01 altitude=2350m	Mar-89	140	374	7,89 ± 0,40	69	424	3,63 ± 0,18	0,919 ± 0,005	6,34 ± 0,48	6,26 ± 0,45
	Mar-89	100	462	6,98 ± 0,33	100	2116	3,20 ± 0,07	0,919 ± 0,005	6,36 ± 0,33	6,28 ± 0,34
	Mal-89	125	522	5,08 ± 0,22	80	2020	37,90 ± 1,21	14,547 ± 0,136	6,08 ± 0,50	6,04 ± 0,28
	Mal-89	50	308	7,27 ± 0,45	50	1783	52,66 ± 1,32	14,547 ± 0,136	6,35 ± 0,57	6,29 ± 0,21
	Fév-90	112	290	7,65 ± 0,44	55	947	50,90 ± 1,70	14,547 ± 0,136	6,91 ± 0,64	6,85 ± 0,41
	Mar-90	50	527	7,97 ± 0,35	50	1575	9,53 ± 0,24	2,638 ± 0,016	6,95 ± 0,43	6,92 ± 0,52
	Jui-90	94	367	5,90 ± 0,31	50	704	7,09 ± 0,30	2,638 ± 0,016	6,92 ± 0,50	6,88 ± 0,56
	Nov-90	100	1077	8,14 ± 0,25	50	1656	1,00 ± 0,25	2,638 ± 0,016	6,76 ± 0,36	6,73 ± 0,49
	Nov-90	100	253	7,47 ± 0,47	50	537	3,17 ± 0,14	0,919 ± 0,005	6,87 ± 0,53	6,78 ± 0,44
	Déc-90	137	1467	8,09 ± 0,21	100	3280	9,92 ± 0,17	2,638 ± 0,016	6,79 ± 0,21	6,74 ± 0,20
Moyenne Pondérée= 6,38 ± 0,12										

Tableau IV.5- Dix mesures de traces de fission fossiles et induites ont été effectuées pour l'échantillon GB-01, pendant la période comprise entre Mars 1989 et décembre 1990. Les âges obtenus varient entre $6,04 \pm 0,28$ Ma et $6,92 \pm 0,52$ Ma. L'âge calculé à partir de la moyenne pondérée des 10 mesures ci-dessus citées, est de $6,16 \pm 0,19$ Ma. Lorsque l'on écarte la valeur la plus faible, cet moyenne s'établit à $6,27 \pm 0,27$ Ma. Cette dernière valeur a été retenue comme étant l'âge apparent TF pour l'échantillon GB-01. Colonne 2 : date à laquelle la mesure a été effectuée; colonnes 3, 4, 5 : nombres de champs et de traces fossiles comptés et densité de traces fossiles avec la précision; colonnes 6, 7, 8 : nombres de champs et de traces induites comptés et densité de traces induites avec la précision; colonne 9 : densité de traces induites déterminée dans le moniteur 962; colonnes 10 et 11 : âges apparents calculés selon la calibration $\Phi/\lambda_{(opérationnelle)}$ et selon la calibration ζ avec la précision. En grisé, les âges retenus dans ce travail.

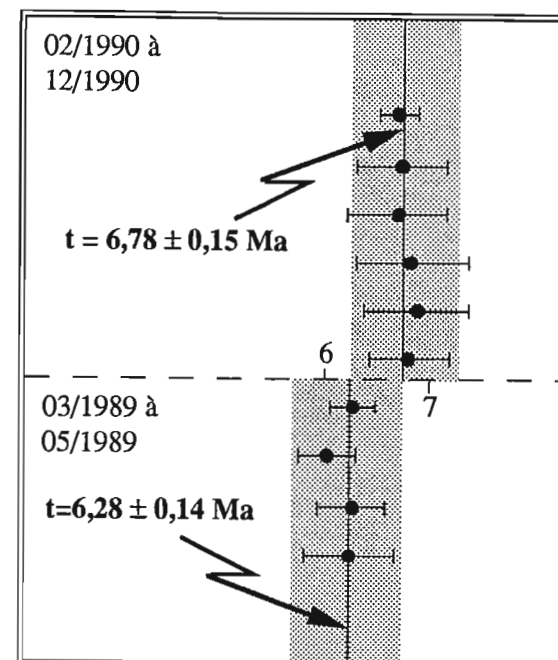


Figure IV.9 - Représentation de la dispersion sur dix mesures effectuées sur l'échantillon GB-01. Ces mesures correspondent aux premières réalisées lors de mon apprentissage de la méthode de traces de fission sur apatite. En bas du tableau 4 mesures de densité de traces faites entre février 1989 et avril 1989. En haut du tableau nous avons les âges obtenus à partir de mesures effectuées après une longue période de comptage. Nous observons d'une part, une augmentation des densités ainsi que des âges TF, et d'autre part une plus grande reproductibilité des valeurs.

mêmes valeurs à 1 % près. Nous pensons que le décalage entre les âges apparents «1989» et «1990» correspond à des différences dans les critères de reconnaissance des TF sur apatite. En effet, les âges les plus jeunes ont été déterminés au tout début de mon apprentissage de la méthode des traces de fission. Ce premier travail suggère que l'acquisition des critères d'identification des TF n'a été pleinement assimilés qu'après au moins six mois d'entraînement. Nous concluons donc, comme il a déjà été relevé par Green (1981), qu'il faut en moyenne six mois pour qu'un expérimentateur puisse assimiler les critères de reconnaissance de traces et ainsi déterminer des âges TF apparents sur apatite.

Toutes les mesures d'âge apparent reportés dans les chapitres II à IV ont été acquises à partir de 1990, donc après cette période «probatoire». Pour l'échantillon GB-01, l'âge apparent utilisé par la suite est la valeur pondérée des six mesures «1990» (Tab. IV.5).

Les résultats analytiques sur l'ensemble des échantillons alpins sont donnés dans les tableaux IV.6 à IV.16. Les âges apparents ont été calculés comme dans le chapitre précédent, à partir de deux calibrations, $\Phi/\lambda_{(opérationnelle)}$ et ζ . Les résultats sont, là aussi, concordants à moins de 5%. En règle générale, les échantillons, sauf ceux où les apatites étaient les plus adéquates, ont été mesurés au moins deux fois. Les âges retenus pour la discussion des résultats sont les âges pondérés calculés avec la calibration ζ_{962} . La localisation des échantillons est indiquée sur la figure IV.10.

Le pointage des altitudes de prélèvement des échantillons a été effectué à l'aide de cartes topographiques au 1/25 000. Nous estimons donc que l'erreur sur l'altitude est d'environ 20 m.

Enfin, tous les âges apparents ont été affectés d'un facteur de qualité, avec une échelle allant de 1 (qualité la plus basse) à 5 (la meilleure qualité). Les échantillons de qualités 1 à 2 étaient particulièrement difficiles à mesurer : cristaux petits, fractures, riches en inclusions et artéfacts divers, rendant l'identification des traces très délicate. Les apatites de grade 4 et 5 étaient nettement plus limpides et dépourvues d'artéfacts. Les incertitudes reportées ne concernent que les statistiques de comptage et ne tiennent donc pas compte de ces notations qualitatives.

Les âges apparents TF sur apatites de la presque totalité des échantillons alpins montrent (sauf pour quelques échantillons) une tendance au vieillissement avec l'augmentation de l'altitude. Cette tendance apparaît sur la figure IV.11. Comme nous le verrons ci-après, la répartition des âges apparents TF semble indiquer un comportement différentiel en fonction du secteur de prélèvement. Nous avons donc décidé de présenter nos résultats par secteur étudié. Cinq secteurs ont été alors arbitrairement définis: le Massif de Belledonne, la vallée de la Maurienne, la galerie EDF Arc-Isère le long du domaine Nord-oriental de Belledonne, le Grand Châtelard et la zone du Flysch.

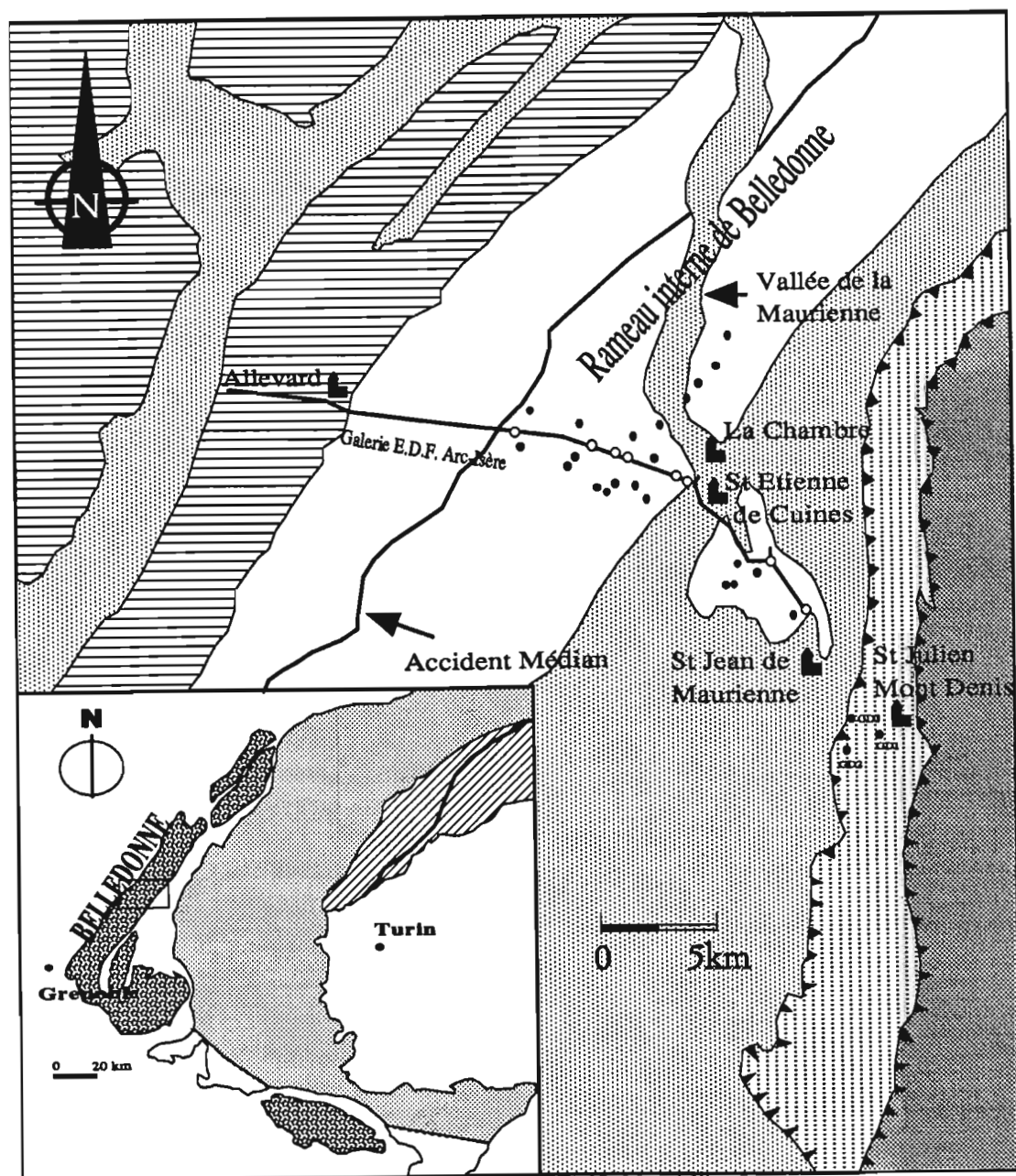


Figure IV.10 - Localisation et nom de l'ensemble d'échantillons analysés par la méthode des TF, dans le massif de Belledonne et ses environs. Les points marqués en noir correspondent aux échantillons prélevés en surface et ceux en blanc aux échantillons prélevés dans la galerie EDF Arc-Isère.

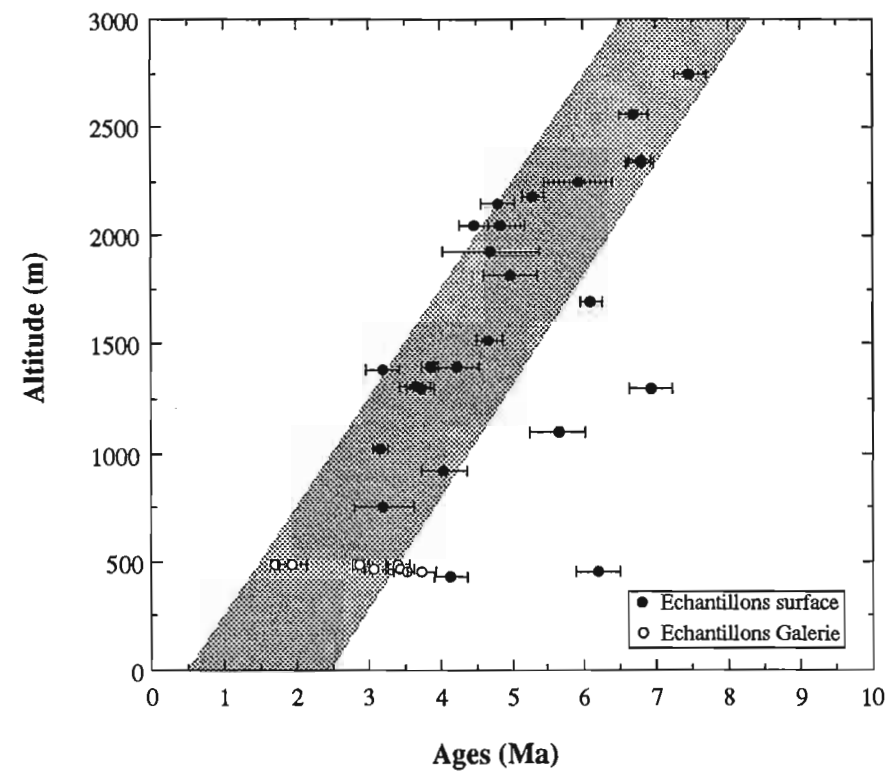


Figure IV.11 - Distribution des âges apparents en fonction de l'altitude pour l'ensemble de l'échantillonnage effectué dans le massif de Belledonne et ses environs. En gris : nous avons souligné la tendance générale des âges en fonction de l'altitude.

L'augmentation de l'âge apparent TF des apatites avec l'altitude est une observation courante dans les chaînes de montagnes récentes. L'interprétation de ces variations d'âges est souvent délicate et nécessite une analyse des distributions de longueurs de traces. Ainsi, comme il a été précisé ci-dessus, nous avons utilisé le modèle proposé par Wagner (1988, 1990).

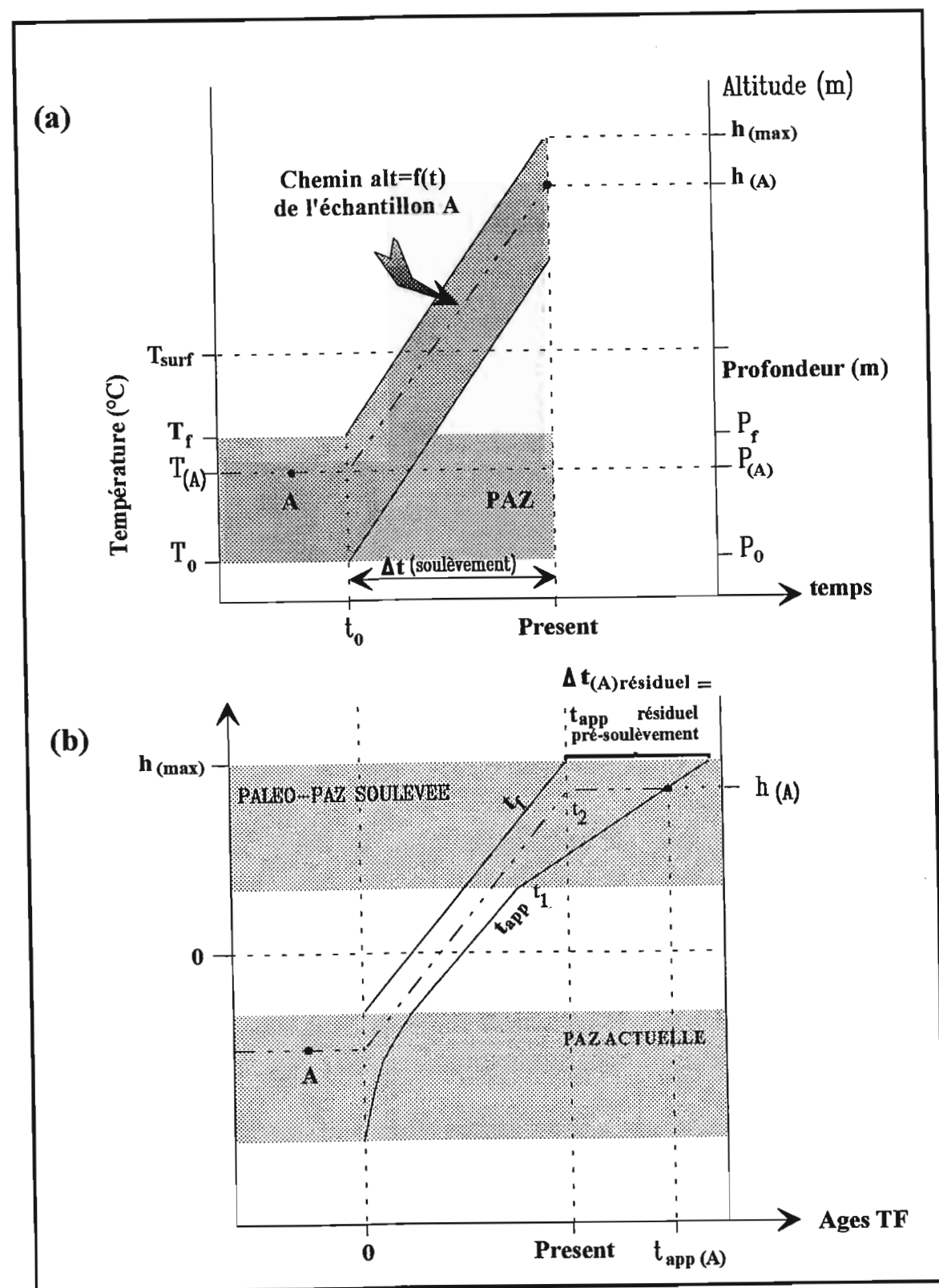


Figure IV.12 a - Histoire de refroidissement d'échantillons appartenant à une paléo-PAZ et dénudés linéairement avec le temps depuis le temps t_0 jusqu'à l'actuel. Ainsi l'échantillon A initialement à $T_{(A)}$ et porté à l'altitude h
b - Evolution corrélative des âges t_r , t_{app} et $t_{(A)}$ pour des échantillons provenant respectivement du sommet de la PAZ, de la base de la PAZ et d'une zone à l'intérieur de la PAZ, indiquée par le point A. On peut montrer (Wagner et al., 1989 et Wagner, 1992) que le début du soulèvement soit t_2 , se déduit l'âge de la rupture de pente t_1 des âges apparents, selon $t_2 = t_1 + (D/2m)$ où D est l'épaisseur de la PAZ et m la pente de la droite t_r

La distribution des âges TF pour des apatites prises le long d'un profil topographique a été décrite par Wagner (1988) dans le cas d'un refroidissement à taux constant. Si l'on considère un massif en surrection linéaire avec le temps (Fig. IV.12.a), un échantillon A provenant de la profondeur P_A (situé dans la PAZ) où règne une température $T_0 < T_A < T_r$ (T_0 et T_r limites de température définissant la PAZ, voir Fig. IV.12a) peut se trouver porté entre le temps t_0 (moment du début du soulèvement et de son refroidissement) et le temps présent, à une altitude $h(A)$. On fait l'hypothèse d'un gradient géothermique et d'un taux d'érosion constants, les isothermes restant de leur côté horizontales.

Dans ces conditions, l'âge apparent TF de A au temps présent est la somme de deux composantes : l'une correspondant à la durée du soulèvement $\Delta t_{(soulèvement)}$ et l'autre due aux traces plus au moins conservées dans la PAZ avant t_0 , $\Delta t_{(résiduel)}$, soit :

$$t_{app(A)} = \Delta t_{app(soulèvement)} + \Delta t_{app(résiduel)}$$

Cet âge apparent n'a donc pas de signification géochronologique directe puisque ses deux composantes, et surtout $\Delta t_{app(résiduel)}$, sont affectées d'un taux inconnu d'effacement des traces fossiles, qui résulte du parcours thermique de A depuis son dernier refroidissement au dessous de T_0 .

Entre les altitudes actuelles de 0 et $h_{(max)}$ (Fig. IV.12.b), les âges t_{app} pris le long d'un profil topographique devraient suivre une ligne brisée, les âges apparents mesurés pour les échantillons de la paléo-PAZ soulevée n'ayant, comme celui de A, aucune signification géologique. Par contre, les échantillons provenant de profondeurs supérieures à P_0 se distribueraient selon une droite dont la pente représenterait un taux de dénudation apparent (Wagner et al., 1989; Wagner, 1992; Fitzgerald et Gleadow, 1990, etc).

Or, on ne rencontre que rarement des profils topographiques pour lesquels les âges TF se distribuent ainsi. Le plus fréquemment, on observe une relation linéaire de l'âge apparent en fonction de l'altitude, par exemple, dans l'Himalaya (Zeitler, 1985) ou dans les Alpes internes (Hurford et al., 1989). Comment donc savoir si l'on a affaire à une paléo-PAZ soulevée et partiellement érodée ou à des échantillons venus de secteurs plus profonds ?

Wagner a récemment proposé un critère de reconnaissance de ces deux situations. Il a en effet relevé, à partir d'échantillons de forages, qu'on ne rencontrait de traces ayant une longueur projetée supérieure à $10 \mu m$ que dans la zone située au-dessus de la PAZ (Wagner, 1988). Cette observation est valable pour un système à l'état stationnaire. Dans un article plus récent, cet auteur suggère que dans des conditions de dénudation linéaire avec le temps, les traces de longueur projetée supérieure à $10 \mu m$ seraient déjà stabilisées dès le franchissement des 3/4 de la PAZ (Chap. I.6). Dans ce cas, l'âge t_r qui correspond à un refroidissement suffisant pour que l'on puisse encore observer des traces de longueurs projetées supérieures à $10 \mu m$, correspondrait à une température de :

$$T_{er} = [T_0 - 3/4 (T_0 - T_r)]$$

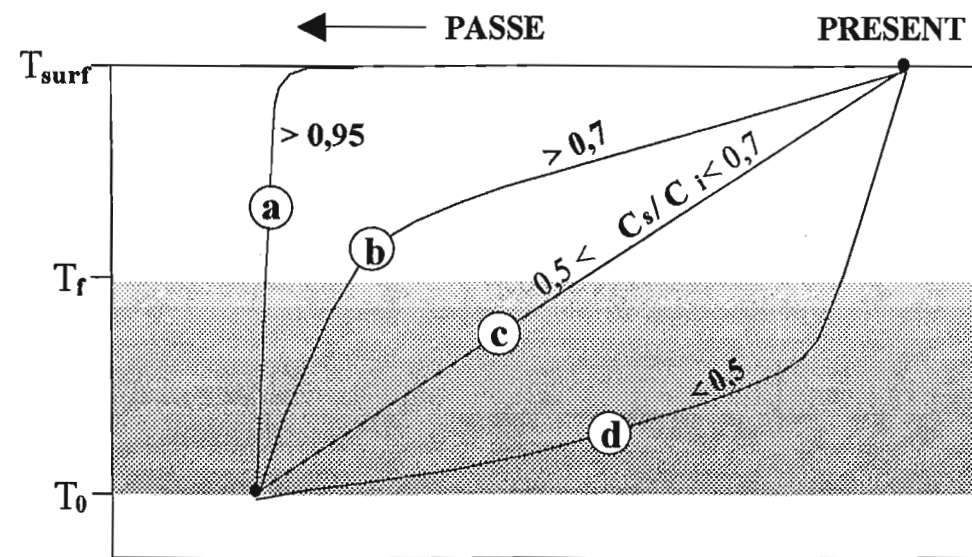


Figure IV.13 - Dans le diagramme $T^\circ = f(t)$ sont représentés quatre types de refroidissements, ou de chemins possibles pour un échantillon avec les valeurs du rapport C_s/C_i . Selon le chemin suivi (a) refroidissement rapide du type volcanique, le rapport $C_s/C_i > 0,95$; (b) refroidissement avec un passage rapide dans la PAZ et ensuite un ralentissement du mouvement, $C_s/C_i < 0,7$; (c) refroidissement linéaire depuis le début de l'enregistrement des traces, avec $0,5 < C_s/C_i < 0,7$ et enfin (d) long séjour dans la zone de rétention partielle de traces (PAZ) et accélération du mouvement dans son histoire final.

Dans un processus de surrection/érosion linéaire avec le temps, Wagner et al. (1989) montrent la distribution que devraient présenter avec l'altitude les âges t_f et t_{app} d'échantillons soulevés au dessus du niveau de base régional. A chaque altitude, t_f est toujours inférieur à t_{app} et surtout la comparaison entre les droites t_f -altitude et t_{app} -altitude permettrait de détecter une éventuelle paléo-PAZ soulevée: la pente de la relation $t_f \times$ altitude est alors égale à la pente $t_{app} \times$ altitude pour les échantillons de profondeur initiale supérieure à P_0 , et largement supérieure pour ceux de profondeur inférieure à P_0 (Fig. IV.12.b).

Wagner (1988) propose un second paramètre: la comparaison entre les pourcentages de traces fossiles (C_f) et induites (C_i), de longueurs projetées de traces supérieures à $10 \mu m$: lorsque C_f/C_i est compris entre 0,5 et 0,7, on se trouverait en présence d'un échantillon soulevé et refroidi linéairement avec le temps, alors que pour les valeurs C_f/C_i inférieures à cet intervalle, l'échantillon aurait séjourné pendant une période prolongée dans la PAZ avant son refroidissement final. Ce comportement est illustré dans la figure IV.13.

Nous avons appliqué cette méthode au massif de Belledonne. On considère (Wagner, 1988; Hurford et al., 1991) que dans les conditions alpines, la température de fermeture des apatites est de $110^\circ C \pm 10^\circ C$ (Chap.I.6), la température T_f de $70^\circ C$ et la température T_0 de $150^\circ C$. Un âge t_f correspondrait donc, dans les conditions alpines (taux de dénudation apparent $> 0,3$ mm/an, Wagner et al., 1977), à un refroidissement sous une température effective T_{eff} de $90^\circ C$. Cette valeur de T_{eff} doit

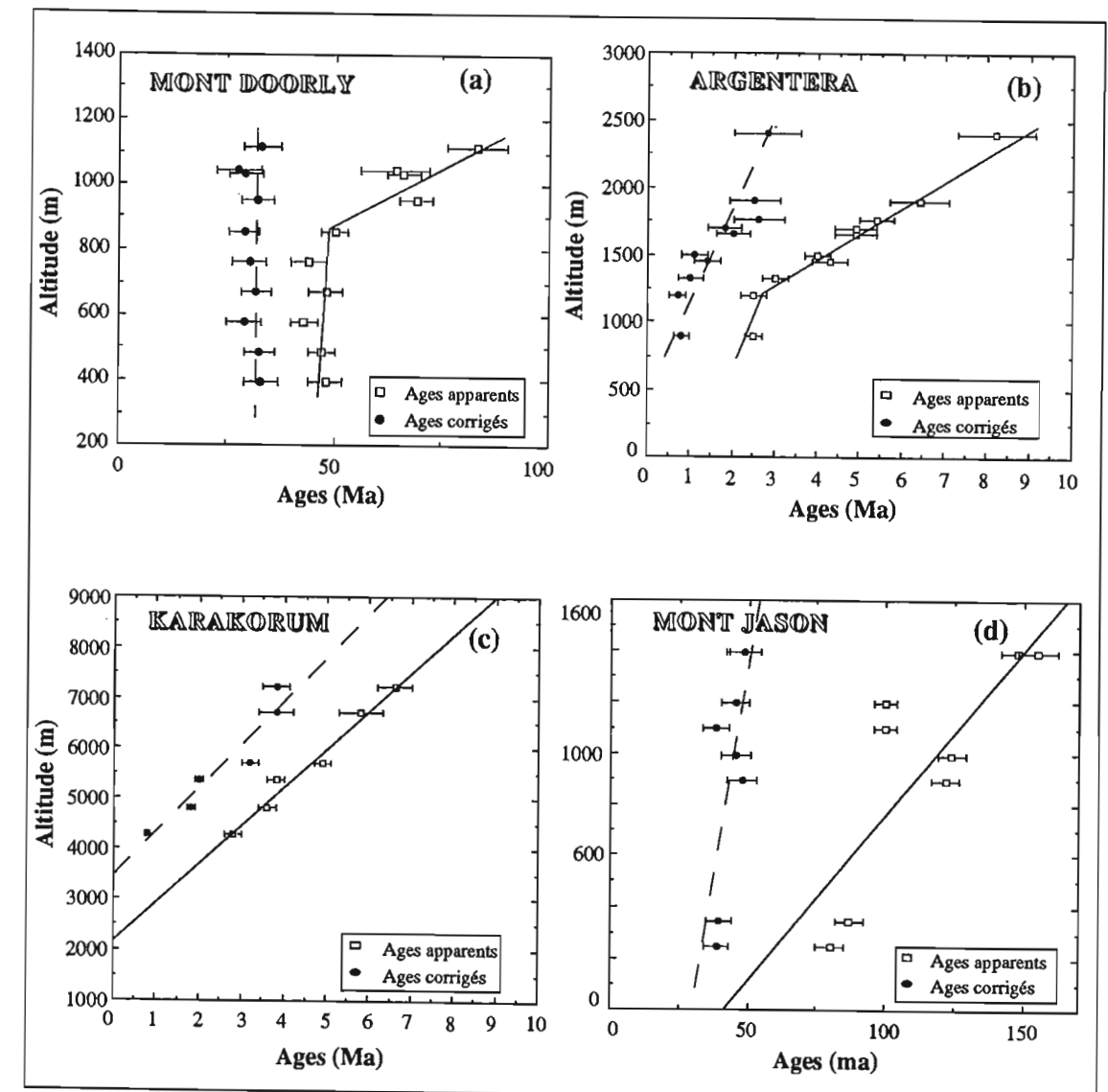


Figure IV.14 - Distribution des âges t_{app} et t_f en fonction de l'altitude pour quatre sites différents: (a) Mont Doorly, (D'après Wagner et al., 1991) et (b) Argentera (D'après Mansour, 1991) où la représentation des âges t_{app} en fonction de l'altitude indique une rupture de pente matérialisant la présence d'une paléo-PAZ; (c) Karakorum (D'après Poupeau et al., 1990); (d) Mont Jason (D'après Wagner et al., 1991).

être considérée comme une approximation, selon Wagner (1990) lui-même, en raison des hypothèses simplificatrices sur lesquelles son modèle est basé.

Des situations comme celles qui viennent d'être décrites ont été observées dans les montagnes transantarctiques (Mont Doorly, Wagner et al., 1989) (Fig. IV.14a) et dans l'Argentera-Mercantour (Mansour, 1991) (Fig. IV.14b). Un exemple de situation avec une dénudation plus importante, où toute trace de PAZ est absente, a été observé par Poupeau et al. (1991) dans le Karakorum (Fig. IV.14c). Enfin, un autre cas où l'érosion n'a pu dégager qu'une fraction de paléo-PAZ soulevée, a été observé dans le Mont Jason (Wagner et al., 1989) (Fig. IV.14d).

1.2.c- Le Massif de Belledonne - (surface) :

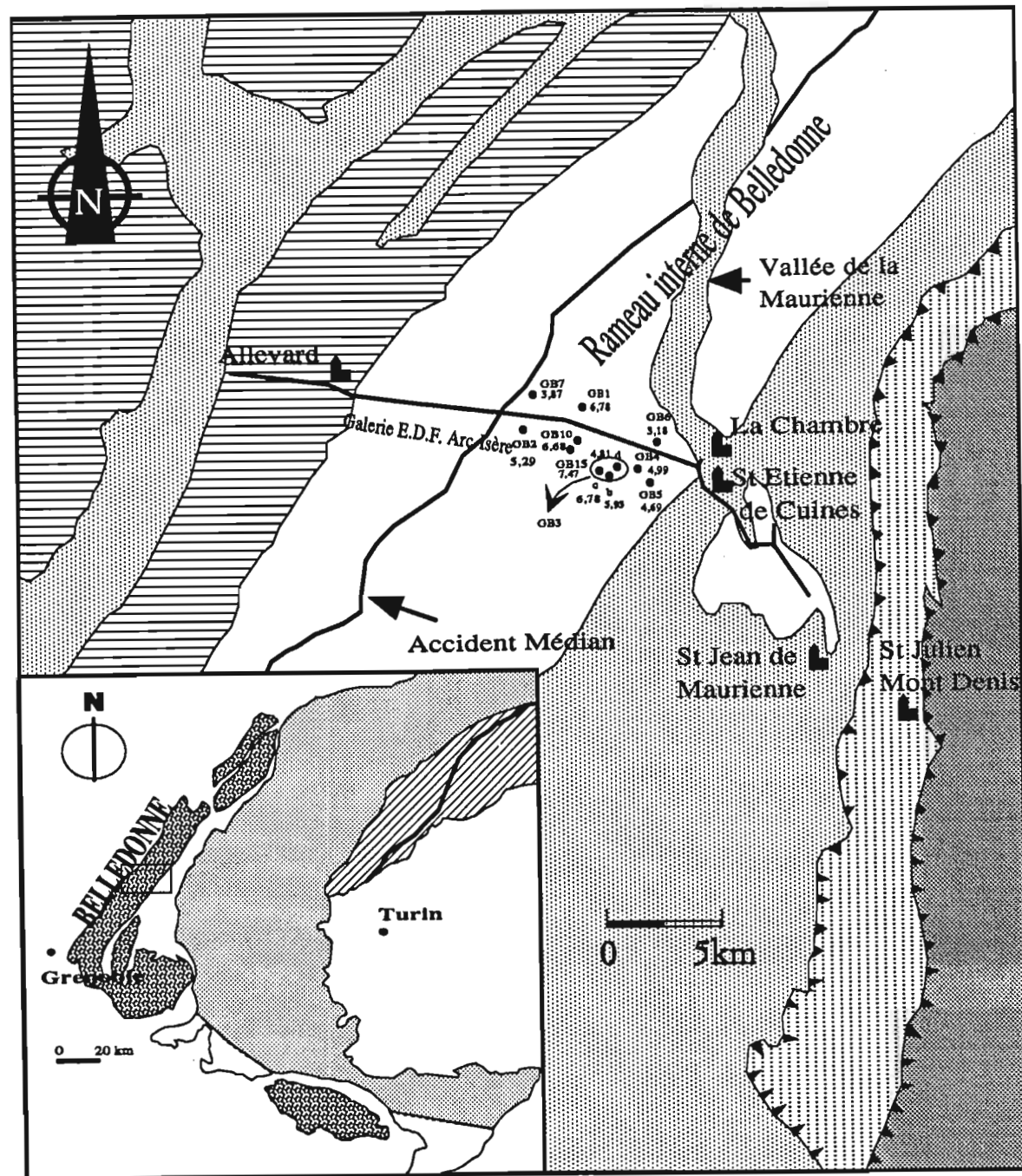


Figure IV.15 - Localisation, nom et âges TF apparents des échantillons de la surface du massif de Belledonne.

Dans ce secteur nous avons considéré le groupe d'échantillons de surface prélevés dans le massif de Belledonne, à l'exclusion de six échantillons pris de part et d'autre de la vallée de la Maurienne, soit dans le secteur NE de nos prélèvements (Fig.IV.15). Dans ce groupe, tous les échantillons proviennent d'affleurements de roches en place, sauf GB-03d, pris sur un bloc d'éboulis. Ce dernier échantillon avait été pris parce que son origine semblait déterminable d'après les observations de terrain. L'altitude à laquelle le point représentatif de cet échantillon a été reportée sur le diagramme âge-altitude (Fig.IV.16), est celle estimée pour son origine, soit 2200 m, alors qu'il avait été pris à 2150 m. Dans la plupart des cas, au moins deux mesures et jusqu'à six mesures d'âges ont été effectuées sur le même montage. Les valeurs obtenues pour chaque échantillon sont toujours concordantes entre elles. Deux échantillons ont été mesurés à la fois par moi-même et un autre membre du laboratoire. Il s'agit de GB-05 (mesure croisée avec D. Pasqui) et GB-10 (mesure croisée avec M. Benharbit). Là encore, les mesures effectuées par deux observateurs différents sur un même montage se sont révélées concordantes. Seuls cinq échantillons n'ont été mesurés qu'une seule fois parce que leurs apatites étaient particulièrement favorables aux mesures.

Les âges apparents TF des apatites collectées en surface du massif de Belledonne sont compris entre $7,47 \pm 0,22$ Ma (2750 m) et $3,18 \pm 0,09$ Ma (450 m)(Tab.IV.6). Lorsque l'on reporte les âges pondérés sur un diagramme âge-altitude (Fig.IV.16), on observe que les dix points représentatifs des échantillons des roches en place sont proches d'une zone grisée de référence, de pente 390 m / Ma.

Par contre, seul l'échantillon GB-03d, provenant du bloc d'éboulis de la cote 2150 m, se situe à l'écart de cette zone. Ceci pourrait résulter d'une appréciation erronée de son site originel.

Nous avons donc mesuré, afin d'utiliser le modèle de Wagner (1988), les longueurs projetées moyennes fossiles dans nos échantillons et la fraction de traces supérieures à $10 \mu\text{m}$ (C_s) (Tab.IV.7). Les longueurs projetées des traces produites en réacteur nucléaire ont été mesurées sur l'ensemble de nos échantillons alpins. Pour les traces induites, la densité D_i étant de l'ordre de 10^5 tr/cm^2 , nous avons pu mesurer davantage de traces par échantillon que pour les fossiles, soient au moins 500 traces (Tab.IV.8). A partir de ces mesures, nous avons établi un histogramme de référence basé sur 17 000 longueurs de traces prises dans les 33 échantillons de cette étude (Fig.IV.17). Cet histogramme présente une valeur moyenne de longueurs projetées induites de $6,55 \pm 0,09 \mu\text{m}$, et une fraction C_i de traces supérieures à $10 \mu\text{m}$ de 11,64 %. Ces valeurs sont comparables avec celles mesurées pour les traces fossiles et induites des standards Fish Canyon Tuff et Durango (Tab.III.7). Elle sont aussi compatibles avec les valeurs obtenues pour les traces induites des échantillons brésiliens.

A partir du paramètre C_i/C_s , nous avons donc calculé pour chaque échantillon du groupe considéré un âge corrigé à «90°C» (Tab.IV.7). Les âges varient entre $1,17 \pm 0,24$ Ma (600 m) et $5,08 \pm 0,18$ Ma (2750 m). Ces valeurs sont portées dans la figure IV.16. Selon le même traitement que précédemment, on observe que les points représentatifs des échantillons en place sont situés au voisinage (zone gris sombre) d'une bande de référence de pente 420 m/Ma. La disposition des points t_{app} et t_r dans la figure IV.16 suggère une légère différence de comportement avec l'altitude. Toutefois, étant donné le nombre limité de mesures et leur dispersion, il n'est pas certain que la relation âge-

Echantillon	Localisation	Altitude (m)	ns	Ns	$p \pm 1 \sigma$ $\times (10E+4) \text{ tr/cm}^2$	nl	NI	$\rho \pm 1 \sigma$ $\times (10E+5) \text{ tr/cm}^2$	$\rho d(962) \pm 1 \sigma$ $\times (10E+5) \text{ tr/cm}^2$	t (Φ/λ) $\pm 1 \sigma$ (Ma)	t (Φ/λ) $\pm 1 \sigma$ (Ma)	Age Pondéré (Φ/λ)	t (962) $\pm 1 \sigma$ (Ma)	Age Pondéré (962)	Facteur de qualité
GB-01	La Grande Moutonnère	2350	112	200	7,65 ± 0,44	55	947	50,90 ± 1,70	14,547 ± 0,136	6,91 ± 0,64	6,85 ± 0,41	6,88 ± 0,15	6,85 ± 0,41	6,78 ± 0,15	1 et A
GB-02	Le Petit Charnier	2180	70	386	7,97 ± 0,35	50	1575	9,53 ± 0,24	2,638 ± 0,016	6,95 ± 0,43	5,28 ± 0,34	5,27 ± 0,20	5,28 ± 0,34	5,29 ± 0,15	2
GB-03b	Clochers des Pères	2250	100	203	5,99 ± 0,42	76	882	6,85 ± 0,23	2,166 ± 0,013	5,97 ± 0,53	5,93 ± 0,47	6,83 ± 0,26	5,93 ± 0,47	6,78 ± 0,19	3
GB-03c		2340	90	749	10,00 ± 0,36	53	1193	67,63 ± 1,95	14,547 ± 0,136	6,79 ± 0,34	6,74 ± 0,26	6,83 ± 0,26	6,74 ± 0,26	6,78 ± 0,19	2
GB-03d		2150	100	786	9,28 ± 0,33	100	1081	15,96 ± 0,48	2,638 ± 0,016	4,84 ± 0,23	4,81 ± 0,23	5,17 ± 0,43	4,81 ± 0,23	4,99 ± 0,37	2
GB-04	Croix du Cruchet	1820	167	585	3,24 ± 0,14	160	2516	2,91 ± 0,58	1,516 ± 0,016	5,33 ± 0,59	5,29 ± 1,00	5,17 ± 0,43	5,29 ± 1,00	4,99 ± 0,37	4
GB-05		1520	100	514	6,07 ± 0,27	50	983	5,80 ± 0,18	1,516 ± 0,016	5,00 ± 0,57	4,97 ± 0,28	4,86 ± 0,32	4,97 ± 0,28	4,68 ± 0,18	5
GB-05*		1020	100	501	9,86 ± 0,44	100	953	14,07 ± 0,45	1,516 ± 0,016	3,35 ± 0,38	3,33 ± 0,19	3,19 ± 0,20	3,33 ± 0,19	3,18 ± 0,09	2 et A
GB-06		1390	120	230	9,76 ± 0,64	84	1020	18,20 ± 0,57	2,166 ± 0,013	3,66 ± 0,27	3,64 ± 0,27	3,89 ± 0,12	3,64 ± 0,27	3,87 ± 0,12	2
GB-07		2560	134	652	7,35 ± 0,29	110	1053	7,23 ± 0,22	2,166 ± 0,013	6,93 ± 0,46	6,90 ± 0,30	6,68 ± 0,27	6,90 ± 0,30	6,68 ± 0,20	3
GB-10	Pic du Frêne	2750	180	1135	12,59 ± 0,37	60	1486	24,54 ± 0,63	4,528 ± 0,172	7,34 ± 0,40	7,27 ± 0,31	7,54 ± 0,28	7,27 ± 0,31	7,47 ± 0,22	3
GB-10**			133	208	11,55 ± 0,80	45	744	12,21 ± 0,45	2,166 ± 0,013	6,45 ± 0,58	6,42 ± 0,52	6,68 ± 0,27	6,42 ± 0,52	6,68 ± 0,20	3
GB-15	Pic du Frêne	2750	180	1135	15,52 ± 0,46	105	2035	28,62 ± 0,63	4,528 ± 0,172	7,75 ± 0,41	7,69 ± 0,32	7,54 ± 0,28	7,69 ± 0,32	7,47 ± 0,22	3

GB-05* et GB-10** ont été datés respectivement par Dominique Pasqui et Meriem Benharbit.

ECHELLE DE QUALITE DES ECHANTILLONS

1	Inclusions fluides et minérales en abondance; étoiles de fission de l'uranium; craquelures; fractures;
2	Inclusions fluides et minérales; craquelures;
3	Grains sombres et petits;
4	Grains transparents et sans inclusions mais avec des fractures;
5	Bon échantillon
A	Echantillon suraffecté;

Tableau IV.6 - Ages apparents TF des échantillons de la surface du domaine Nord-Oriental du massif de Belledonne. Colonnes 1, 2, 3 : nom, localisation et altitude des échantillons; colonnes 4, 5, 6 : nombres de champs et de traces fossiles comptés et densité de traces induites avec la précision; colonnes 7, 8, 9 : nombres de champs et de traces induites comptés et densité de traces induites avec la précision; colonne 10: densité de traces induites déterminée dans le moniteur 962; colonnes 11, 12, 13 : âges apparents calculés selon la calibration $\Phi/\lambda_{(962)}$ avec la précision et la moyenne pondérée des âges pour chaque échantillon; colonnes 13, 14 : âges apparents calculés selon la calibration ζ avec la précision et la moyenne pondérée des âges pour chaque échantillon. En grisé, les âges retenus dans ce travail.

BELLEDONNE SURFACE

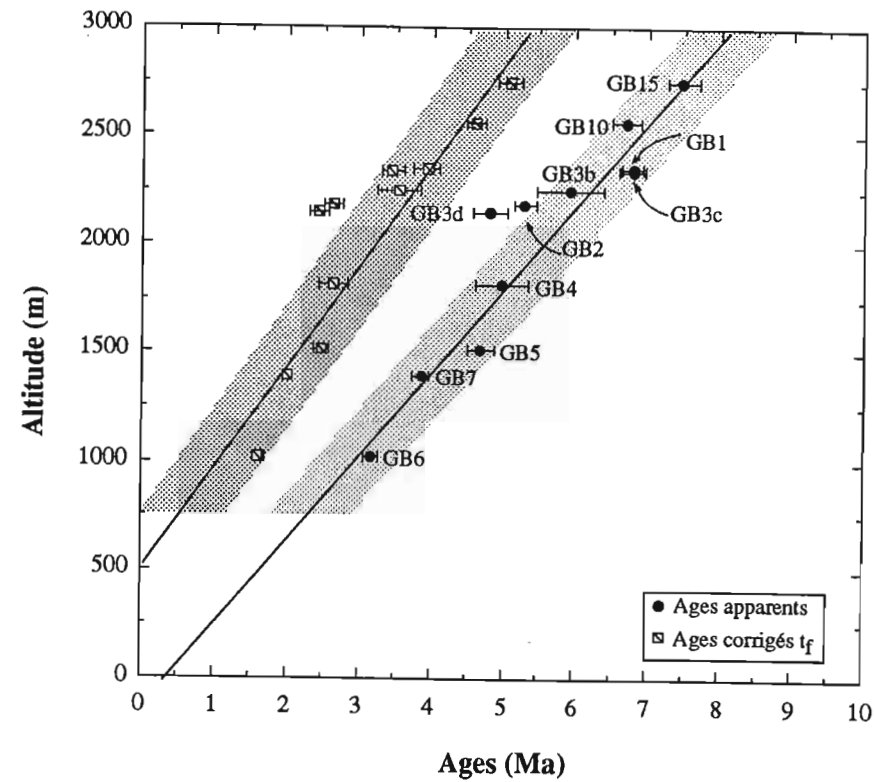


Figure IV.16 - Distribution des âges apparents en fonction de l'altitude pour les échantillons de la surface et du massif de Belledonne. L'échantillon Gb-03d est situé à l'altitude estimée pour son origine, et la ligne en pointillée indique le site de prélèvement.

Echantillon	Ns	Ns > 10 μm	Cs (%)	Cs/Ci	Tapp ± 1 σ	t(70°C) ± 1 σ
GB-01	438	30	6,84	0,58	6,78 ± 0,17	3,93 ± 0,16
GB-02	500	26	5,8	0,5	5,29 ± 0,15	2,64 ± 0,13
GB-03b	340	24	7,05	0,6	5,93 ± 0,47	3,55 ± 0,31
GB-03c	500	30	6	0,51	6,78 ± 0,19	3,46 ± 0,15
GB-03d	501	30	5,99	0,51	4,81 ± 0,23	2,45 ± 0,14
GB-04	701	44	6,27	0,53	4,99 ± 0,37	2,64 ± 0,20
GB-05	801	50	6,24	0,53	4,69 ± 0,18	2,48 ± 0,10
GB-06	500	30	6	0,51	3,18 ± 0,09	1,62 ± 0,08
GB-07	600	36	6,1	0,52	3,87 ± 0,12	2,01 ± 0,08
GB-10	1200	97	8,08	0,69	6,68 ± 0,20	4,61 ± 0,14
GB-15	799	63	7,88	0,68	7,47 ± 0,22	5,08 ± 0,18

Tableau IV.7 - Ages corrigés t_f des échantillons de la surface de Belledonne. Colonne 1 : nom des échantillons; colonnes 2, 3, 4, 5 : respectivement, le nombre de longueurs projetées fossiles mesurées par échantillon, nombre de longueurs projetées mesurées supérieures à 10 μm, le pourcentage de traces supérieures à 10 μm dans la population de traces fossiles (Cs) et dans la population de traces induites (Ci); colonnes 6 et 7 : les âges t_{app} et t_f calculés pour chaque échantillon. Le pourcentage de traces induites dont la longueur projetée est supérieure à 10 μm est 11,63 %, calculé d'après la moyenne pondérée sur 19 échantillons du massif de Belledonne. La moyenne des longueurs projetées de traces induites est 6,55 ± 0,18 μm.

Echantillon	LI $\pm 1\sigma$	NI	nl*	Ci %
GB-01	6,52 \pm 0,10	625	81	12,96
GB-03b	6,37 \pm 0,12	501	62	12,38
GB-03c	6,66 \pm 0,12	500	56	11,20
GB-04	6,55 \pm 0,10	700	90	12,86
GB-05	6,66 \pm 0,08	1010	129	12,77
GB-06	6,42 \pm 0,11	699	83	11,87
GB-07	6,50 \pm 0,12	600	68	11,33
GB-08	6,44 \pm 0,11	700	77	11,00
GB-09	6,62 \pm 0,36	396	48	12,12
GB-10	6,50 \pm 0,07	1200	141	11,75
GB-11	6,59 \pm 0,17	400	45	11,25
GB-12	6,41 \pm 0,09	880	91	10,34
GB-13	6,40 \pm 0,08	1000	110	11,00
GB-14	6,45 \pm 0,08	980	108	11,02
GB-15	6,47 \pm 0,10	801	94	11,74
GC-1c	6,59 \pm 0,10	601	68	11,31
GC-03	6,51 \pm 0,08	852	96	11,27
GC-04	6,59 \pm 0,08	941	109	11,58
GD-01	6,66 \pm 0,08	950	106	11,16
GD-02	6,60 \pm 0,08	1000	112	11,20
GD-03	6,57 \pm 0,10	744	85	11,42
A-6109	6,48 \pm 0,15	800	95	11,88
A-3721	6,59 \pm 0,10	703	82	11,66
E-9445	6,15 \pm 0,10	500	62	12,40
Li_m =	6,51 \pm 0,20	Σ = 18083	Ci_m =	11,64

Tableau IV.8- Mesures des longueurs projetées de traces induites des échantillons du massif de Belledonne. Colonne 1: nom des échantillons; colonnes 2, 3, 4 et 5 : longueur moyenne projetée des traces induites et précision; nombre de longueurs projetées de traces induites mesurées par échantillon; nombre de longueurs projetées de traces induites supérieures à 10 μm et le pourcentage de ces traces par rapport au nombre total de longueurs projetées mesurées. Li_m correspond à la moyenne des longueurs projetées de traces induites calculée pour les 24 échantillons de Belledonne. Le nombre total de traces induites mesurées est 18 083 et Ci_m est le pourcentage moyen de traces induites dont la longueur projetée est supérieure à 10 μm pour les mêmes échantillons.

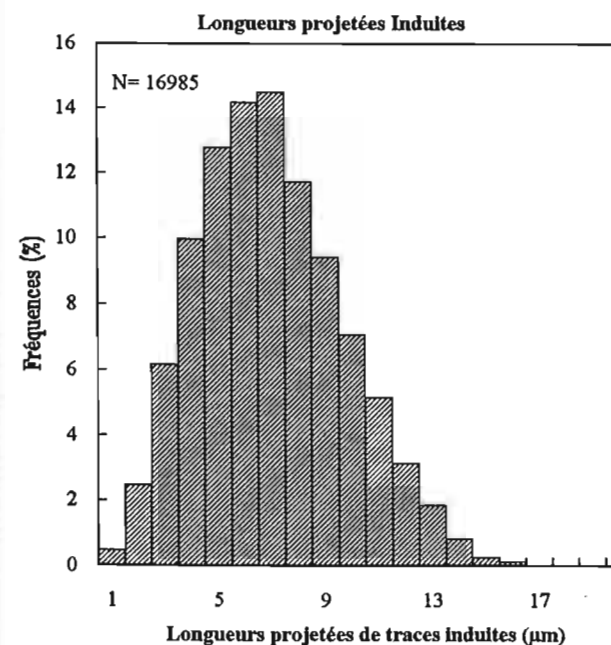


Figure IV.17 - Distribution des longueurs projetées de traces induites pour 19 échantillons du massif de Belledonne. Le nombre total de traces induites comptées est 16850 et la longueur moyenne de projetée de traces induites est 6,55 \pm 0,18 μm .

altitude t_{app} soit significativement différente de celle de t_r (les pentes des droites de référence ne diffèrent que de 8%).

Si l'on admet que les relations t_{app} -altitude et t_r -altitude sont (i) linéaires et (ii) approximativement parallèles, le modèle interprétatif de Wagner (1990) suggère que nous ayons affaire à des échantillons provenant d'une zone située, avant le soulèvement du massif, sous la PAZ. La valeur du paramètre C_r/C_p , constamment compris entre 0,5 et 0,7 (voir Fig.IV.13), renforce cette hypothèse. Dans ce cas, on peut calculer un taux apparent de dénudation, dans le secteur considéré du massif de Belledonne, d'environ 0,4 mm/an, entre au moins 8 et 3 millions d'années. Le décalage entre les droites t_{app} et t_r suggère un paléogradient géothermique proche de 20°C/km. Etant donné que toute la paléo-PAZ a été érodée, on peut aussi en déduire, dans le cadre du modèle de Wagner, une épaisseur érodée d'au moins 5 km.

1.2.d - Grand Chatelard - (surface) :

Les âges apparents des cinq échantillons du Grand Châtelard s'échelonnent entre 4,84 \pm 0,35 Ma et 3,67 \pm 0,21 (Tab.IV.9, Fig.IV.18). Dans la figure IV.19, nous avons reporté à la fois les âges t_{app} et t_r en fonction de l'altitude. Les âges t_r des échantillons du Grand Châtelard sont présentés dans le tableau IV.10. On observe que les trois échantillons d'altitude inférieure à 1500 m se situent dans la même zone que ceux de Belledonne-surface. Les deux échantillons prélevés à 2043 m sont par contre à l'extérieur de cette zone. L'impression générale donnée par les cinq points du Grand Châtelard est similaire à celle de Belledonne-surface, mais avec des taux de dénudation plus élevés, de l'ordre de 0,75 mm/an.

Echantillon	Localisation	Altitude (m)	ns	Ns	$\rho_s \pm 1\sigma$ x (10E+4) tr/cm ²	nl	Nl	$\rho_l \pm 1\sigma$ x (10E+5) tr/cm ²	pd(962) ± 1σ x (10E+5) tr/cm ²	t (Φ/A) ± 1σ (Ma)	t ζ (962) ± 1σ (Ma)	Facteur de qualité
GC1a	Croix du G. Châtelard	2043	80	219	4,13 ± 0,28	100	5152	98,95 ± 0,54	14,547 ± 0,136	4,88 ± 0,34	4,84 ± 0,35	2
GC1c	"	2043	100	884	26,11 ± 0,09	100	1870	27,61 ± 0,06	1,516 ± 0,016	4,52 ± 0,19	4,49 ± 0,20	1
GC2	"	1310	100	493	18,20 ± 0,82	100	1596	23,57 ± 0,59	*	3,69 ± 0,19	3,67 ± 0,21	2
GC3	"	1390	138	235	2,57 ± 0,17	120	1144	2,88 ± 0,09	*	4,27 ± 0,30	4,24 ± 0,31	3
GC4	"	1300	161	1020	9,58 ± 0,30	105	1693	12,19 ± 0,30	*	3,76 ± 0,15	3,73 ± 0,17	2

ECHELLE DE QUALITE DES ECHANTILLONS

1	Inclusions fluides et minérales en abondance; étoiles de fission de l'uranium; craquelures; fractures;
2	Inclusions fluides et minérales; craquelures;
3	Grains sombres et petits;
4	Grains transparents et sans inclusions mais avec des fractures;
5	Bon échantillon
A	Echantillon surattaqué;

Tableau IV.9 - Ages apparents TF des échantillons du massif du Grand Châtelard. Colonnes 1, 2: nom et altitude des échantillons; colonnes 3, 4, 5: nombres de champs et de traces fossiles comptés et densité de traces induites; colonnes 6, 7, 8: nombres de champs et de traces induites comptés et densité de traces induites avec la précision; colonne 9, 10: densités de traces induites déterminées dans le moniteur 962 et 963 respectivement; colonnes 11, 12, 13: âges apparents calculés selon la calibration $\Phi/\lambda_{(opéraionnelle)}$ avec la précision, selon la calibration ζ , à partir du moniteur 962 et 963 respectivement avec leurs précisions. En grisé, les âges retenus dans ce travail.

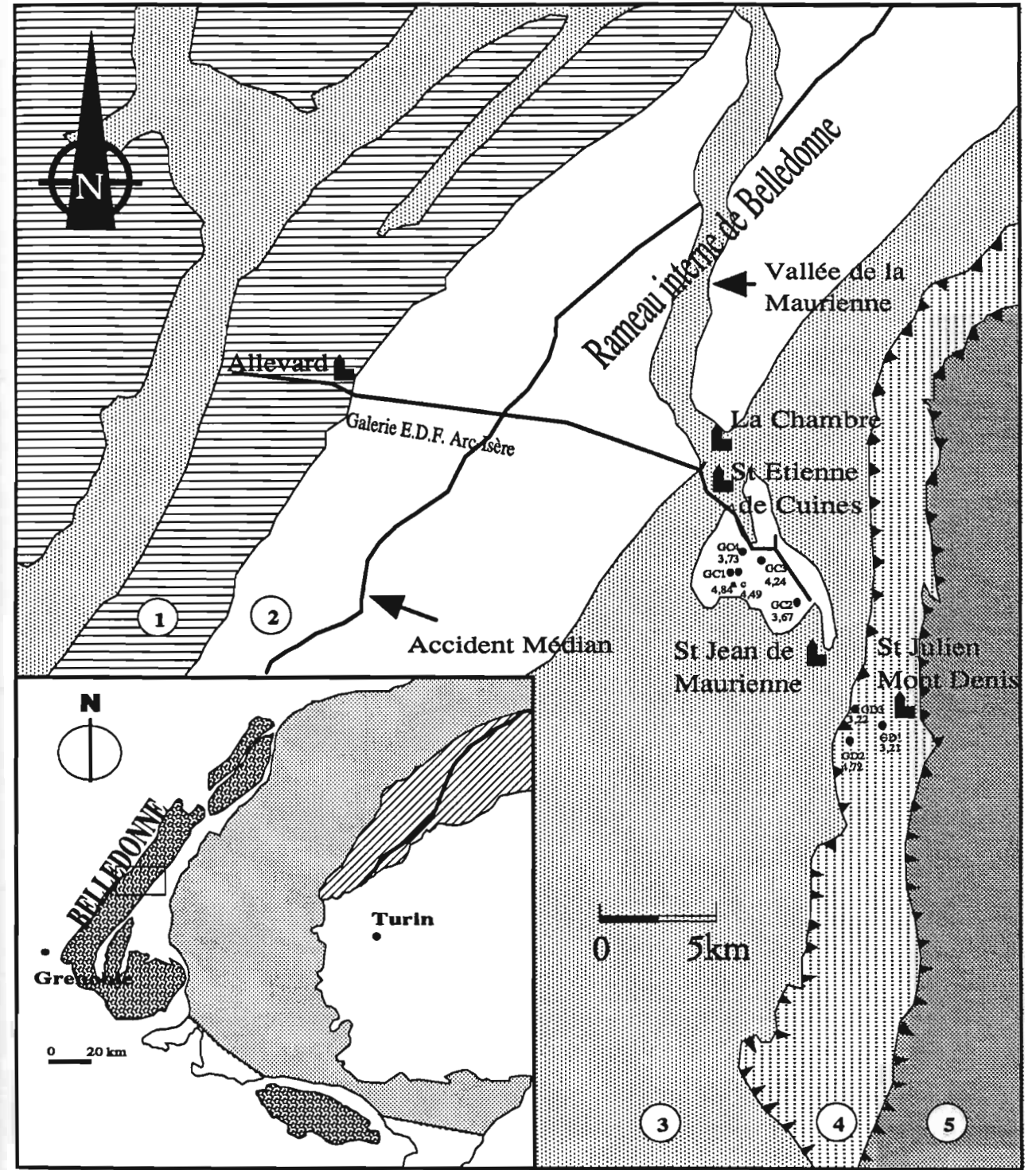


Figure IV.17 - Localisation, nom et âges TF apparents des échantillons de la surface du Grand Châtelard et du flysch. Pour la légende, voir Fig.IV.6.

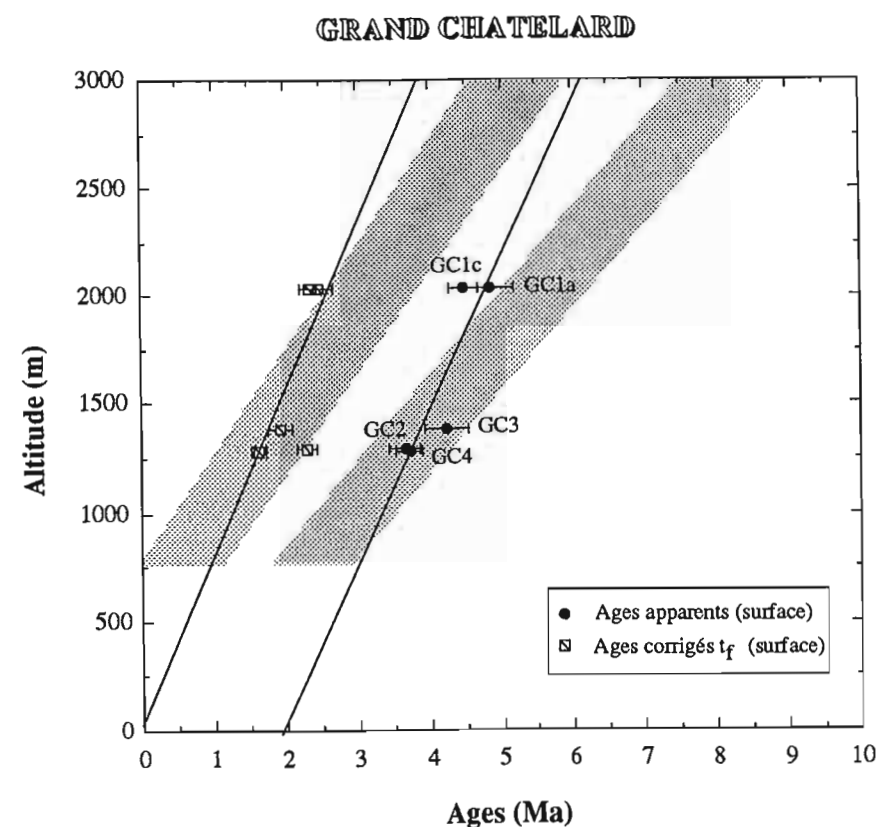


Figure IV.19 - Distribution des âges t_{app} et t_f en fonction de l'altitude pour les échantillons de la surface du Grand Châtelard. En grisé figure la bande de la distribution des âges t_{app} et t_f de Belledonne-surface. Les droites correspondent à une régression linéaire calculée pour les échantillons du Grand Châtelard.

Echantillon	Ns	Ns>10µm	Cs (%)	Cs/Ci	Tapp ± 1 σ	t(70°C) ± 1 σ
GC-01a	600	36	6,00	0,51	4,84 ± 0,35	2,47 ± 0,19
GC-01c	600	37	6,16	0,52	4,49 ± 0,20	2,33 ± 0,12
GC-02	720	53	7,36	0,63	3,67 ± 0,21	2,31 ± 0,14
GC-03	390	21	5,38	0,46	4,24 ± 0,31	1,95 ± 0,17
GC-04	500	26	5,20	0,44	3,73 ± 0,17	1,64 ± 0,10

Tableau IV.10 - Ages corrigés t_f des échantillons du Grand Châtelard. Colonne 1: nom des échantillons; colonnes 2, 3, 4, 5: respectivement, le nombre de longueurs projetées fossiles mesurées par échantillon, le nombre de longueurs projetées mesurées supérieures à 10 µm, le pourcentage de traces supérieures à 10 µm et le rapport Cs/Ci, correspondant au rapport de traces supérieures à 10 µm dans la population de traces fossiles (Cs) et dans la population de traces induites (Ci); colonnes 6 et 7: les âges t_{app} et t_f calculés pour chaque échantillon. Le pourcentage de traces induites dont la longueur projetée est supérieure à 10 µm est 11,63 %, calculé à partir de la moyenne pondérée sur 19 échantillons du massif de Belledonne. La moyenne des longueurs projetées de traces induites est 6,55 ± 0,18 µm.

1.2.e - La zone du flysch :

Les âges apparents obtenus sur les trois échantillons présentent des valeurs comprises entre $4,82 \pm 1,00$ Ma et $3,26 \pm 0,60$ Ma (Tab.IV.11, Fig.IV.18). Bien que les âges t_{app} et t_f soient proches de la zone Belledonne-surface, ils semblent s'accorder davantage avec les droites de référence du Grand Châtelard. Cela suggère que le taux de dénudation du flysch serait plus proche de celui du Grand Châtelard que de celui de Belledonne-surface et de l'ordre de 0,70 mm/an (Fig.IV.20). Les âges t_f des échantillons du flysch figurent dans le tableau IV.12.

1.2.f - Vallée de la Maurienne :

Les apatites de ce secteur correspondent à six prélèvements pris de part et d'autre de la vallée de la Maurienne, dans le secteur NE de notre échantillonnage (Fig.IV.21). Les âges apparents TF sont compris entre $6,92 \pm 0,31$ Ma et $4,06 \pm 0,31$ Ma (Tab.IV.13). Leurs âges apparents, dans le diagramme âge-altitude utilisé jusqu'ici, présentent une distribution très particulière (Fig.IV.22) : contrairement aux apatites du secteur Belledonne-surface, Châtelard-surface et du flysch, elles sont totalement organisées hors des zones grisées de Belledonne-surface. Au lieu d'augmenter plus au moins régulièrement avec l'altitude, les âges t_{app} et t_f définissent dans cette figure deux champs caractérisés, à altitude égale, par des âges TF supérieurs à ceux du domaine Belledonne-surface.

Les valeurs du paramètre Cs/Ci particularisent aussi ces échantillons. Alors que dans Belledonne-surface, Châtelard-surface et le flysch, ces valeurs oscillent entre 0,5 et 0,7 confirmant ainsi que l'on a affaire à des secteurs à taux de dénudation (refroidissement) linéaire avec le temps (Wagner et al., 1991). Dans les échantillons de la Maurienne il est inférieur à 0,5 et peut descendre jusqu'à 0,2 (Tab.IV.14).

Il est intéressant de remarquer que la distribution des valeurs de Cs/Ci n'est pas quelconque. On observe ainsi que les trois échantillons dont les valeurs de Cs/Ci sont supérieures à 0,44, sont les plus proches, selon une horizontale, de la zone grisée de Belledonne-surface pour les âges apparents (Fig.IV.22). Les valeurs les plus basses, entre 0,2 et 0,3, caractérisent les échantillons qui, pour une altitude donnée, présentent la plus grande différence d'âge avec cette même zone de Belledonne. Ainsi, pour GB-09 cet écart Δt , indiqué en pointillé sur la figure IV.22, est de 5,01 Ma.

On est donc conduit à penser, par (i) l'absence de corrélation âge-altitude pour les âges apparents et (ii) les faibles valeurs de Cs/Ci, que les échantillons pouvaient provenir d'une paléo-PAZ (Fig.IV.12b). De plus, comme deux échantillons (GB-11, GB-13) ont respectivement des valeurs pour le rapport Cs/Ci de 0,44 et 0,52, qu'il pourrait s'agir de la base de cette paléo-PAZ.

Dans un socle métamorphique soulevé et dénudé, les échantillons provenant d'une paléo-PAZ présentent généralement des âges t_f variant linéairement avec l'altitude le long d'un profil topographique, comme dans le cas de la figure IV.14d, où l'on voit une paléo-PAZ. Cette corrélation n'est pas toujours respectée, comme dans le Mont Jason et le Mont Doorly (Figs.IV.14a et IV.14d), en

AGES APPARENTS TF DES ECHANTILLONS DU FLYSCH

Echantillon	Localisation	Altitude (m)	ns	Ns	$\rho_a \pm 1\sigma$ ($10E+4$) tr/cm ²	nl	Nl	$\rho_l \pm 1\sigma$ ($10E+5$) tr/cm ²	ρ d(962) $\pm 1\sigma$ ($10E+5$) tr/cm ²	ρ d(963) $\pm 1\sigma$ ($10E+5$) tr/cm ²	t (Φ/λ) $\pm 1\sigma$ (Ma)	t (ζ 962) $\pm 1\sigma$ (Ma)	t (ζ 963) $\pm 1\sigma$ (Ma)	Facteur de qualité
GD1	Pont d'Albane	1390	147	590	6,07 \pm 0,35	140	1687	9,11 \pm 0,41	1,516 \pm 0,016	0,040 \pm 0,007	3,23 \pm 0,25	3,21 \pm 0,25	3,26 \pm 0,60	3
GD2	Croix du Mont Tisserot	1930	77	231	3,50 \pm 0,39	30	457	3,56 \pm 0,31	1,516 \pm 0,016	0,040 \pm 0,007	4,77 \pm 0,68	4,72 \pm 0,68	4,82 \pm 1,00	4
GD3*	Montrichet	750	119	134	1,70 \pm 0,19	60	874	4,40 \pm 0,36	2,638 \pm 0,016	0,068 \pm 0,001	3,21 \pm 0,44	3,22 \pm 0,42	3,22 \pm 0,36	3

GD3* : Age apparent aussi calculé à partir de la calibration zeta direct, de 3,14 \pm 0,35 Ma.

ECHELLE DE QUALITE DES ECHANTILLONS

- 1 Inclusions fluides et minérales en abondance; étoiles de fission de l'uranium; fractures;
- 2 Inclusions fluides et minérales; craquelures;
- 3 Grains sombres et petits;
- 4 Grains transparents et sans inclusions mais avec des fractures;
- 5 Bon échantillon
- A Echantillon surattaqué;

Tableau IV.11 - Ages apparents TF des échantillons de la zone du Flysch. Colonnes 1, 2, 3 : nom, localisation et altitude des échantillons; colonnes 4, 5, 6 : nombres de champs et de traces fossiles comptés et densité de traces induites comptés et de traces induites comptés et densité de traces induites avec la précision; colonnes 10, 11 : densités de traces induites déterminées dans le moniteur 962 et 963 respectivement; colonnes 12, 13, 14 : âges apparents calculés selon la calibration $\Phi/\lambda_{(opérationnelle)}$ avec la précision et calculés selon la calibration ζ , à partir des moniteurs 962 et 963 respectivement avec leur. En grisé, les âges retenus dans ce travail.

FLYSCH

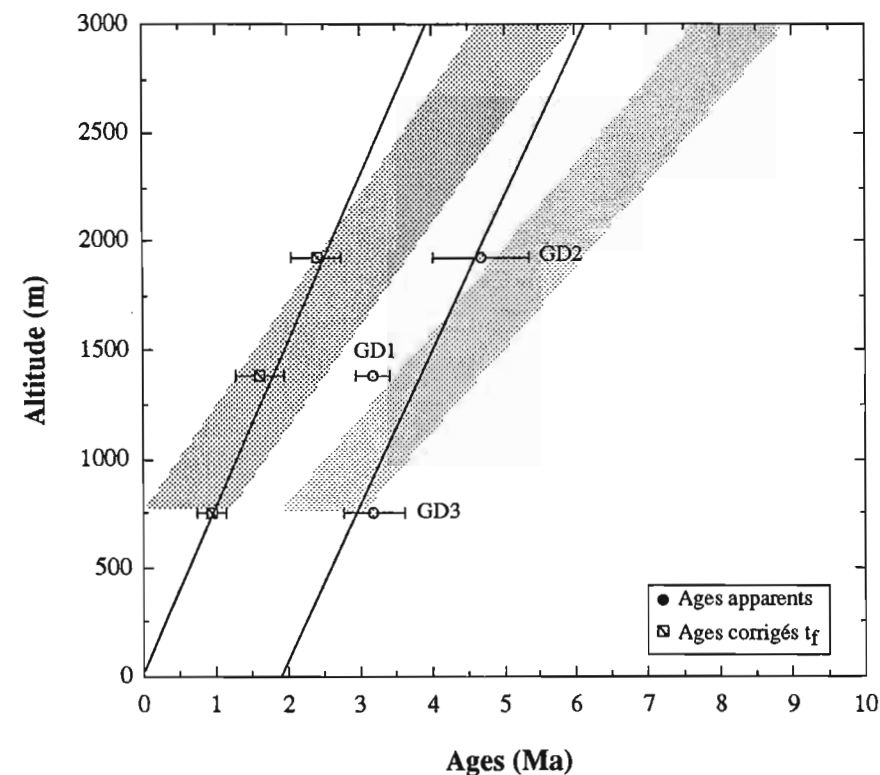


Figure IV.20 - Distribution des âges t_{app} et t_f en fonction de l'altitude pour les échantillons du flysch. En grisé la tendance des distributions des âges t_{app} et t_f des échantillons de Bellefontaine et les droites correspondent à celles calculées pour le Grand Châtelard.

Echantillon	Ns	Ns>10 μ m	Cs (%)	Cs/Ci	Tapp $\pm 1\sigma$	t(70°C) $\pm 1\sigma$
GD-01	722	43	5,95	0,51	3,23 \pm 0,25	1,64 \pm 0,34
GD-02	522	31	5,94	0,51	4,72 \pm 0,68	2,43 \pm 0,36
GD-03	227	8	3,52	0,3	3,21 \pm 0,44	0,97 \pm 0,20

Tableau IV.12 - Ages corrigés t_f des échantillons du flysch. Colonne 1: nom des échantillons; colonnes 2, 3, 4, 5: respectivement, le nombre de longueurs projetées fossiles mesurées par échantillon, nombre de longueurs projetées mesurées supérieures à 10 μ m, le pourcentage de traces supérieures à 10 μ m et le rapport Cs/Ci, correspondant au rapport de traces supérieures à 10 μ m dans la population de traces fossiles (Cs) et dans la population de traces induites (Ci); colonnes 6 et 7: les âges t_{app} et t_f calculés pour chaque échantillon. Le pourcentage de traces induites dont la longueur projetée est supérieure à 10 μ m est 11,63 %, calculé à partir de la moyenne pondérée sur 19 échantillons du massif de Bellefontaine. La moyenne des longueurs projetées de traces induites est 6,55 \pm 0,18 μ m.

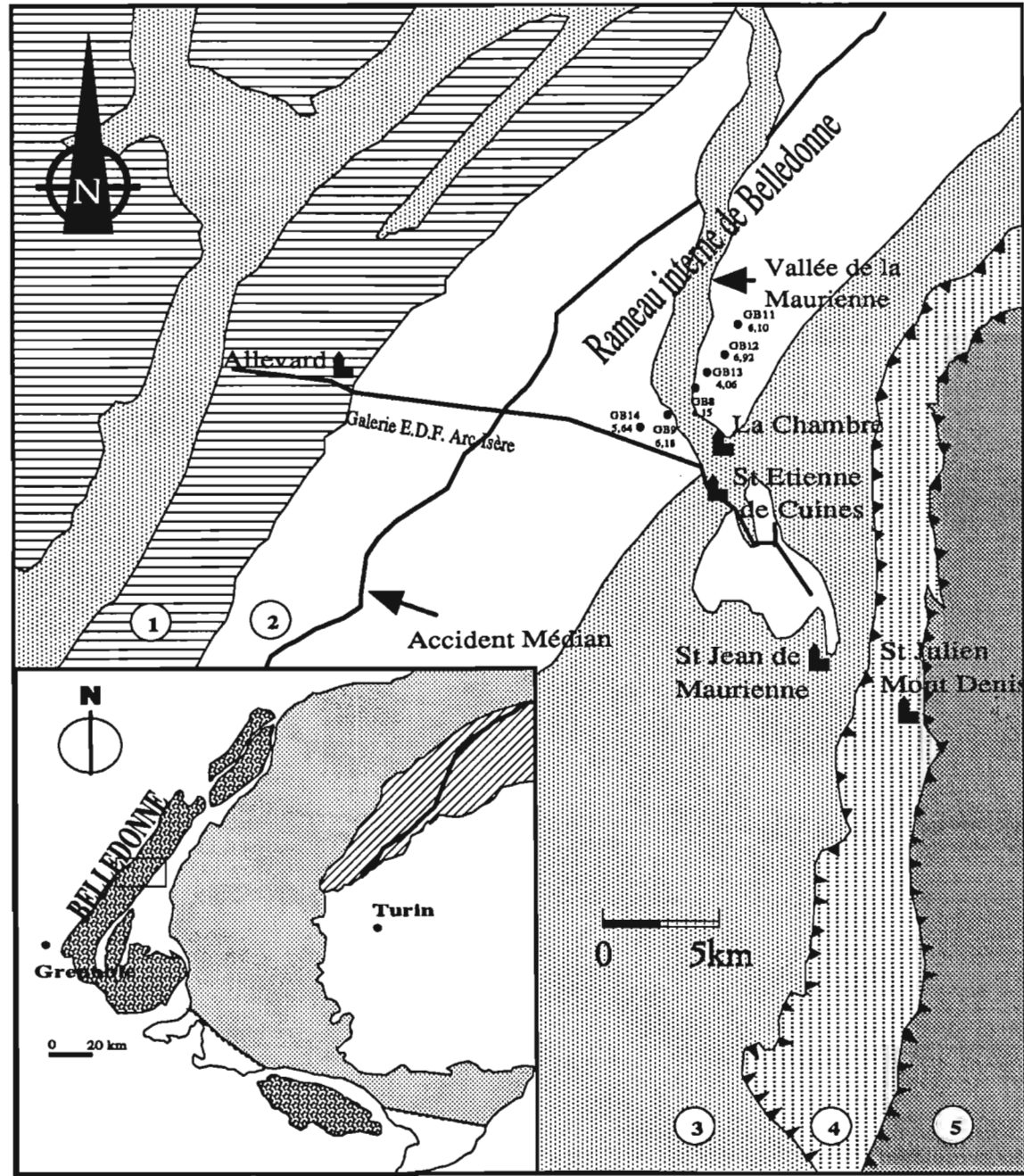


Figure IV.21 - Localisation, nom et âges TF apparents des échantillons de la vallée de la Maurienne. Pour la légende voir la figure IV.6

Echantillon	Localisation	Altitude (m)	ns	Na	$\rho \pm 1 \sigma$ $\times (10E+4) \text{ tr/cm}^2$	ni	Ni	$\rho 1 \pm 1 \sigma$ $\times (10E+5) \text{ tr/cm}^2$	$\rho d(962) \pm 1 \sigma$ $\times (10E+5) \text{ tr/cm}^2$	t ($\phi/\lambda t$) (Ma)	Age Pondéré (Ma)	t (962) (Ma)	Age Pondéré (Ma)	Facteur de qualité
GB-08	W Maurienne	430	150	176	2,31 ± 0,18	120	1540	3,79 ± 0,12	2,166 ± 0,013	4,14 ± 0,39	4,15 ± 0,29	4,14 ± 0,33	4,15 ± 0,23	2 et A
GB-08			146	135	2,76 ± 0,24	90	542	4,55 ± 0,19	2,166 ± 0,013	4,18 ± 0,44	4,15 ± 0,29	4,16 ± 0,33	4,15 ± 0,23	
GB-09	E Maurienne	450	123	80	2,41 ± 0,27	100	380	2,80 ± 0,14	2,166 ± 0,013	5,84 ± 0,76	6,21 ± 0,42	5,84 ± 0,56	6,18 ± 0,31	2 et A
GB-09			144	132	2,71 ± 0,24	100	496	2,89 ± 0,13	2,166 ± 0,013	6,30 ± 0,37	6,21 ± 0,42	6,27 ± 0,49	6,18 ± 0,31	
GB-09			128	112	2,58 ± 0,24	106	487	2,72 ± 0,12	2,166 ± 0,013	6,47 ± 0,72	6,21 ± 0,42	6,44 ± 0,58	6,18 ± 0,31	
GB-09			109	111	3,00 ± 0,28	55	644	3,45 ± 0,15	2,166 ± 0,013	5,93 ± 0,66	6,21 ± 0,42	5,90 ± 0,56	6,18 ± 0,31	
GB-11		1690	160	748	5,52 ± 0,20	120	2531	6,23 ± 0,13	2,166 ± 0,013	6,04 ± 0,36	6,17 ± 0,19	6,01 ± 0,23	6,10 ± 0,15	4
GB-11***			150	552	5,57 ± 0,23	105	1038	7,47 ± 0,23	2,638 ± 0,016	6,19 ± 0,33	6,17 ± 0,19	6,24 ± 0,31	6,10 ± 0,15	
GB-11***			222	457	6,22 ± 0,29	152	2486	8,24 ± 0,16	2,638 ± 0,016	6,28 ± 0,32	6,17 ± 0,19	6,14 ± 0,28	6,10 ± 0,15	
GB-12		1300	82	127	4,57 ± 0,40	145	1049	4,27 ± 0,13	2,166 ± 0,013	7,30 ± 0,75	6,97 ± 0,40	7,26 ± 0,64	6,92 ± 0,31	2
GB-12			105	159	4,58 ± 0,36	89	537	4,56 ± 0,20	2,166 ± 0,013	6,85 ± 0,68	6,97 ± 0,40	6,82 ± 0,54	6,92 ± 0,31	
GB-12			119	188	4,66 ± 0,34	120	569	4,66 ± 0,20	2,166 ± 0,013	6,82 ± 0,65	6,97 ± 0,40	6,79 ± 0,50	6,92 ± 0,31	
GB-12			132	181	4,05 ± 0,30	90	623	4,08 ± 0,16	2,166 ± 0,013	6,75 ± 0,64	6,97 ± 0,40	6,74 ± 0,51	6,92 ± 0,31	
GB-13		915	160	368	2,71 ± 0,20	128	982	4,53 ± 0,19	2,166 ± 0,013	4,09 ± 0,39	6,97 ± 0,40	4,06 ± 0,31	6,92 ± 0,31	2
GB-14	W Maurienne	1360	126	327	3,07 ± 0,20	144	901	3,69 ± 0,12	2,166 ± 0,013	5,67 ± 0,48	6,97 ± 0,40	5,64 ± 0,38	6,92 ± 0,31	2

GB-11*** : Deux âges ont été calculés, pour cet échantillon, à partir de la calibration zeta direct; les âges obtenus sont respectivement : 6,06 ± 0,28 Ma et 6,14 ± 0,45 Ma et la moyenne pondérée est de 6,10 ± 0,32.

En grisé : les âges retenus dans ce travail.

ECHELLE DE QUALITE DES ECHANTILLONS

- 1 Inclusions fluides et minérales en abondance; étoiles de fission de l'uranium; craquelures; fractures;
- 2 Inclusions fluides et minérales; étoiles de fission de l'uranium; craquelures; fractures;
- 3 Grains sombres et minérales; craquelures;
- 4 Grains transparents et petits;
- 5 Grains transparents et sans inclusions mais avec des fractures;
- A Bon échantillon

Echantillon surattaqué;

Figure IV.13 - Distribution des âges t_{app} et t en fonction de l'altitude pour quatre sites différents :

(a) Mont Doorly, (D'après Wagner et al., 1991) et (b) Argentera (D'après Mansour, 1991) où la représentation des âges t_{app} en fonction de l'altitude indique une rupture de pente matérialisant la présence d'une paléo-PAZ; (c) Karakorum (D'après Poupeau et al., 1990); (d) Mont Jason (D'après Wagner et al., 1991).

VALLEE DE LA MAURIENNE

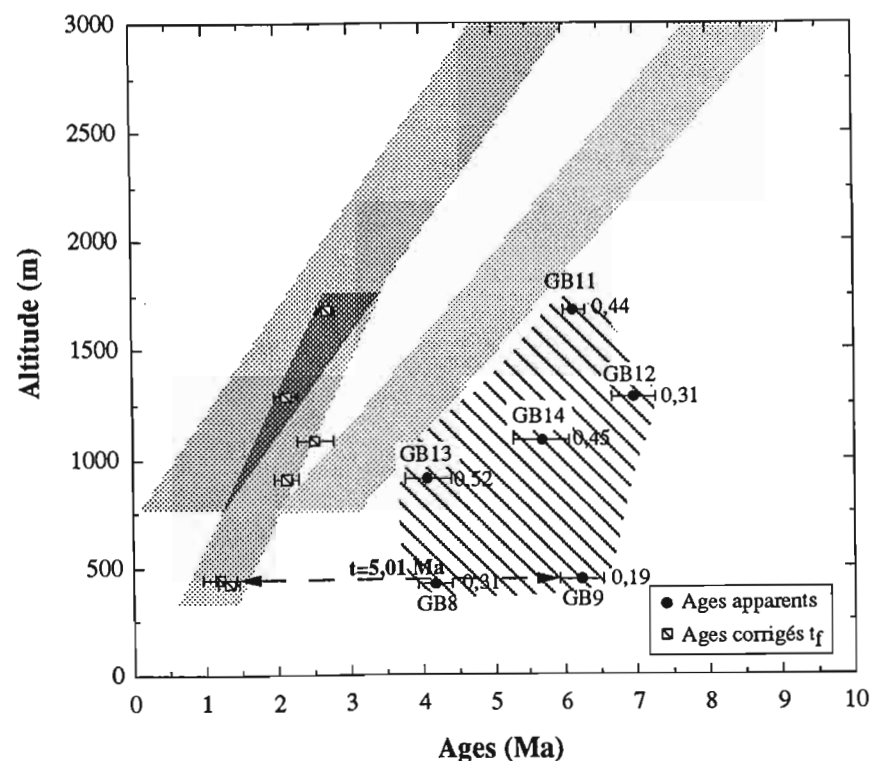


Figure IV.22 - Distribution des âges t_{app} et t_f en fonction de l'altitude pour les échantillons de la vallée de la Maurienne. L'écart entre l'âge apparent et l'âge corrigé pour l'échantillon GB-09 est indiqué sur la ligne en pointillée. Une bande de pente supérieure à celle indiquée par la zone des âges corrigés pour Belledonne-surface, marque la distribution des âges corrigés pour les échantillons de la vallée de la Maurienne.

Echantillon	Ns	Ns>10µm	Cs (%)	Cs/Ci	Tapp ± 1 σ	t(70°C) ± 1 σ
GB-08	328	13	3,71	0,31	4,15 ± 0,31	1,29 ± 0,14
GB-09	226	5	2,21	0,19	6,18 ± 0,31	1,17 ± 0,24
GB-11	501	26	5,19	0,44	6,10 ± 0,15	2,67 ± 0,12
GB-12	739	27	3,61	0,31	6,92 ± 0,31	2,14 ± 0,16
GB-13	502	31	6,17	0,52	4,06 ± 0,31	2,11 ± 0,17
GB-14	417	22	5,24	0,45	4,64 ± 0,38	2,09 ± 0,11

Tableau IV.14 - Ages corrigés t_f des échantillons de la vallée de la Maurienne. Colonne 1: nom des échantillons; colonnes 2, 3, 4, 5: respectivement, le nombre de longueurs projetées fossiles mesurées par échantillon, nombre de longueurs projetées mesurées supérieures à 10 µm, le pourcentage de traces supérieures à 10 µm et le rapport Cs/Ci, correspondant au rapport de traces supérieures à 10 µm dans la population de traces fossiles (Cs) et dans la population de traces induites (Ci); colonnes 6 et 7: les âges t_{app} et t_f calculés pour chaque échantillon. Le pourcentage de traces induites dont la longueur projetée est supérieure à 10 µm est 11,63 %, calculé à partir de la moyenne pondérée sur 19 échantillons du massif de Belledonne. La moyenne des longueurs projetées de traces induites est 6,55 ± 0,18 µm.

fonction des variations locales de l'histoire du refroidissement. Toutefois, dans tous les cas étudiés jusqu'à présent (Fig.IV.14d), les âges t_f sont alignés.

Les âges t_f des échantillons de la Maurienne sont en effet aussi alignés (zone gris-sombre dans le diagramme de la Fig.IV.22) dans la zone de référence dont la pente serait du même ordre de grandeur que celles du Grand Châtelard et du flysch, soit d'environ 0,7 mm/an.

La dispersion des âges t_{app} pourrait résulter des paramètres non considérés jusqu'à présent comme d'une part (i) la variation du gradient géothermique local, résultant par exemple de la circulation de fluides qui ne seraient pas en équilibre thermique avec le milieu ambiant affectant ainsi préférentiellement les traces des apatites dans les niveaux de percolation (Meyer, 1990), et d'autre part, (ii) des variations de composition chimique des apatites (les fluorapatites réagissant davantage aux températures supérieures à 90°C vis-à-vis de la stabilité des traces). On peut donc suggérer que, dans le secteur «vallée de la Maurienne», l'un au moins de ces paramètres ait pu agir sur des échantillons situés dans une paléo-PAZ, avant son soulèvement et produire les résultats observés.

1.2.g - Galerie EDF :

Les huit échantillons de la galerie ont été prélevés dans un intervalle d'altitude compris entre 450 m et 500 m (Fig.IV.23). La majorité des âges apparents TF sur apatite est comprise entre 3,55 ± 0,19 Ma et 2,89 ± 0,13 Ma (Tab.IV.15), à l'exception de deux échantillons (E-9445 et G-270) qui présentent des âges TF de 1,71 ± 0,08 Ma et 1,93 ± 0,20 Ma respectivement. Comme pour les échantillons de surface, nous avons effectué de deux à trois mesures pour chaque échantillon. Deux échantillons de cette série ont été mesurés par une collègue de notre laboratoire (M. Benharbit). Il s'agit de A-890 et G-2445, dont les résultats concordent avec les miens.

La figure IV.24a présente la distribution des âges t_{app} et t_f (Tab.IV.16) de la galerie. On constate que sur l'horizontale d'altitude d'environ 500 m, les échantillons occupent une position intermédiaire entre les domaines Belledonne-surface et vallée de la Maurienne. Comme précédemment on observe que les rapports Cs/Ci varient d'environ 0,6 au voisinage de la zone grisée t_{app} de Belledonne-surface et jusque vers 0,17 pour l'âge t_{app} le plus élevé (Fig.IV.24b). En suivant le même raisonnement que précédemment, on arrive à la suggestion que les âges les plus élevés de la galerie proviennent d'un «excès» de traces fossiles courtes, enregistrées dans une paléo-PAZ avant son soulèvement.

Nous avons dans la figure IV.25 tracé l'enveloppe des points de la vallée de la Maurienne et de la galerie qui pourraient provenir d'une paléo-PAZ partiellement dénudée. On constate que, d'un point de vue géographique, tous les échantillons «paléo-PAZ» sont situés dans le NE de notre zone d'échantillonnage, suggérant qu'ils appartiennent à un compartiment tectonique différent de celui des autres échantillons et ayant subi un soulèvement moindre, d'où la préservation d'une PAZ.

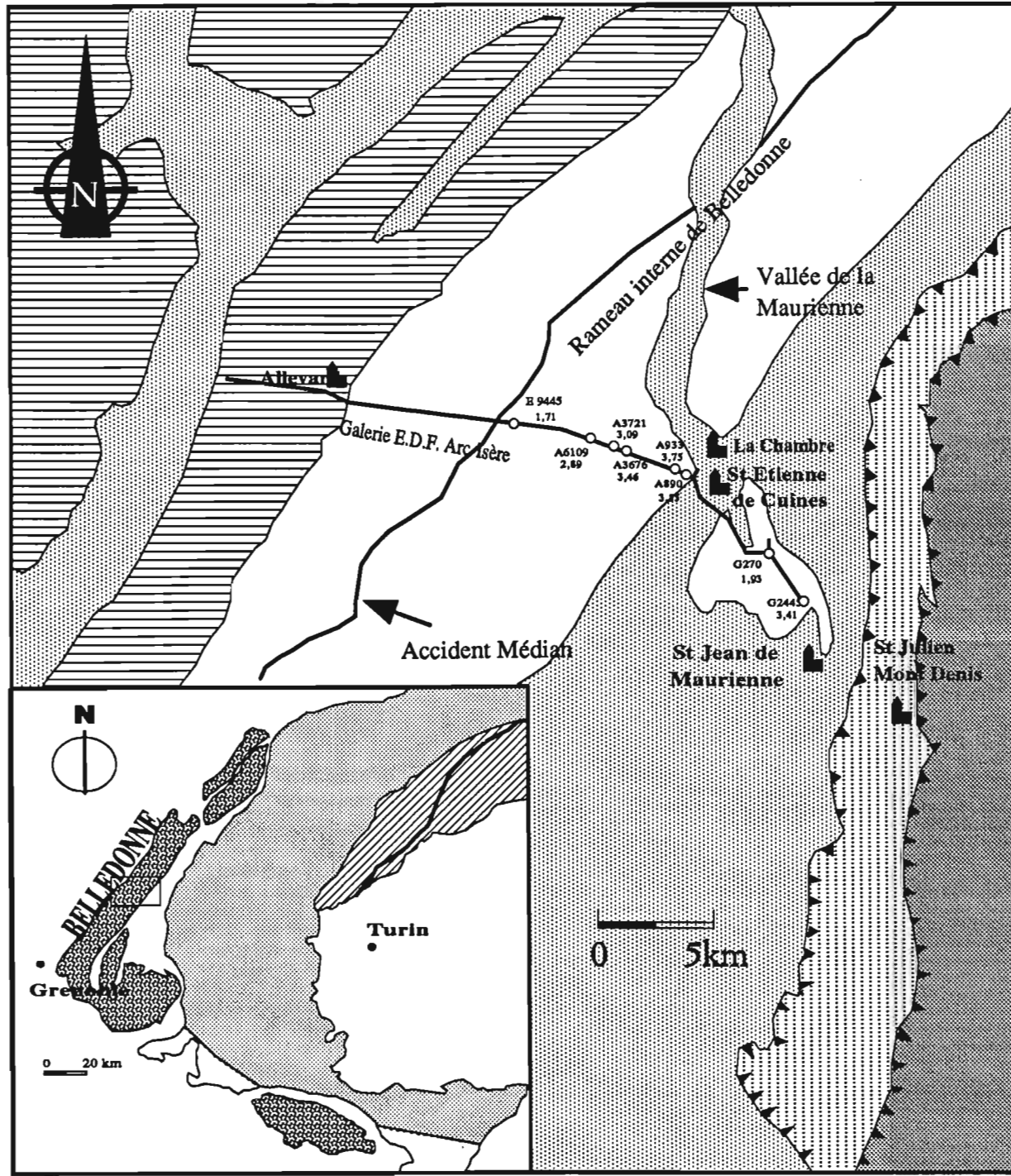


Figure IV.23 - Localisation, nom et âges TF apparents des échantillons de la galerie. Pour la légende voir la figure IV.6.

Echantillon	Localisation	Altitude (m)	ns	Ns	$p \pm 1 \sigma$ $\times (10E+4) \text{ tr/cm}^2$	nl	Nl	$p \pm 1 \sigma$ $\times (10E+5) \text{ tr/cm}^2$	$p d(962) \pm 1 \sigma$ $\times (10E+5) \text{ tr/cm}^2$	$t (\Phi/\lambda) \pm 1 \sigma$ (Ma)	Age Pondéré	$t (\Phi/\lambda) \pm 1 \sigma$ (Ma)	Age Pondéré	Facteur de qualité
A-890(+)	Vallons	450	173	149	2,54 ± 0,21	100	691	3,82 ± 0,16	1,516 ± 0,016	3,18 ± 0,40	3,57 ± 0,26	3,16 ± 0,30	3,55 ± 0,19	1
A-890(+)		450	153	159	3,07 ± 0,24	100	691	3,77 ± 0,16	1,516 ± 0,016	3,89 ± 0,48	3,49 ± 0,18	3,87 ± 0,35	3,46 ± 0,18	3
A-890(+)*		450	151	135	2,84 ± 0,23	118	712	3,30 ± 0,13	1,516 ± 0,016	3,83 ± 0,49	3,13 ± 0,17	3,09 ± 0,16	3,80 ± 0,37	3
A-833	Grand Miceau	450	100	557	8,42 ± 0,36	100	1411	10,67 ± 0,28	1,516 ± 0,016	3,78 ± 0,42	3,49 ± 0,18	3,75 ± 0,20	3,46 ± 0,18	2
A-3676		470	135	216	1,89 ± 0,13	65	1089	24,74 ± 0,75	14,547 ± 0,136	3,51 ± 0,27	3,49 ± 0,18	3,48 ± 0,27	3,46 ± 0,18	3
A-3676	Près de l'accident Médian	470	118	241	1,54 ± 0,10	120	3230	20,35 ± 0,36	14,547 ± 0,136	3,48 ± 0,24	3,13 ± 0,17	3,45 ± 0,24	3,09 ± 0,25	3
A-3721		470	125	219	2,10 ± 0,14	110	5590	30,53 ± 0,41	14,547 ± 0,136	3,17 ± 0,22	2,92 ± 0,13	3,13 ± 0,22	3,09 ± 0,25	3
A-3721	Grand Chatellard	490	152	176	1,36 ± 0,10	64	882	20,35 ± 0,68	14,547 ± 0,136	3,09 ± 0,26	2,92 ± 0,13	2,86 ± 0,20	2,89 ± 0,13	1
A-6109		490	137	392	2,16 ± 0,11	89	1988	33,78 ± 0,75	14,547 ± 0,136	2,94 ± 0,17	1,73 ± 0,07	2,91 ± 0,17	2,89 ± 0,13	1
A-6109	Près de l'accident Médian	490	115	234	2,40 ± 0,16	54	1397	38,20 ± 0,10	14,547 ± 0,136	2,89 ± 0,21	1,73 ± 0,07	1,73 ± 0,10	1,71 ± 0,07	1
E-9445		490	200	212	2,72 ± 0,19	50	1207	71,30 ± 2,05	14,547 ± 0,136	1,71 ± 0,10	1,73 ± 0,07	1,73 ± 0,10	1,71 ± 0,07	1
E-9445	Grand Chatellard	490	161	293	2,29 ± 0,13	105	6830	61,48 ± 0,74	14,547 ± 0,136	1,76 ± 0,13	1,73 ± 0,07	1,70 ± 0,10	1,71 ± 0,07	1
G-270		490	126	90	1,84 ± 0,19	60	1512	6,48 ± 0,16	2,166 ± 0,013	1,93 ± 0,23	1,73 ± 0,07	1,93 ± 0,20	1,71 ± 0,07	1
G-2445	Grand Chatellard	490	230	344	2,94 ± 0,16	129	1289	5,90 ± 0,16	2,166 ± 0,013	3,58 ± 0,25	3,61 ± 0,19	3,35 ± 0,24	3,41 ± 0,18	1
G-2445(+)*		490	160	217	4,00 ± 0,27	50	1326	7,83 ± 0,21	2,166 ± 0,013	3,67 ± 0,30	3,61 ± 0,19	3,46 ± 0,26	3,41 ± 0,18	1

(+) Echantillon traité par la technique de la soustraction; (*) Echantillon doublé par Mériem Benharbit; En grisé : les âges retenus dans ce travail.

ECHELLE DE QUALITE DES ECHANTILLONS	
1	Inclusions fluides et minérales en abondance; éboules de fission de l'uranium; craquelures; fractures;
2	Inclusions fluides et minérales; craquelures;
3	Grains sombres et petits;
4	Grains transparents et sans inclusions mais avec des fractures;
5	Bon échantillon
A	Echantillon surattaqué;

Tableau IV.15 - Ages apparents TF des échantillons de la galerie du domaine Nord-Oriental du massif de Belledonne. Colonnes 1, 2, 3 : nom, localisation et altitude des échantillons; colonnes 4, 5, 6 : nombres de champs et de traces fossiles comptés et densité de traces fossiles avec la précision; colonnes 7, 8, 9 : nombres de champs et de traces induites comptés et densité de traces induites avec la précision; colonne 10: densité de traces induites déterminée dans le moniteur 962; colonnes 11, 12 : âges apparents calculés selon la calibration $\Phi/\lambda_{(962\text{-normalisée})}$ avec la précision et la moyenne pondérée des âges pour chaque échantillon; colonnes 13, 14 : âges apparents calculés selon la calibration ζ avec la précision et moyenné pondérée des âges pour chaque échantillon. En grisé, les âges retenus dans ce travail.

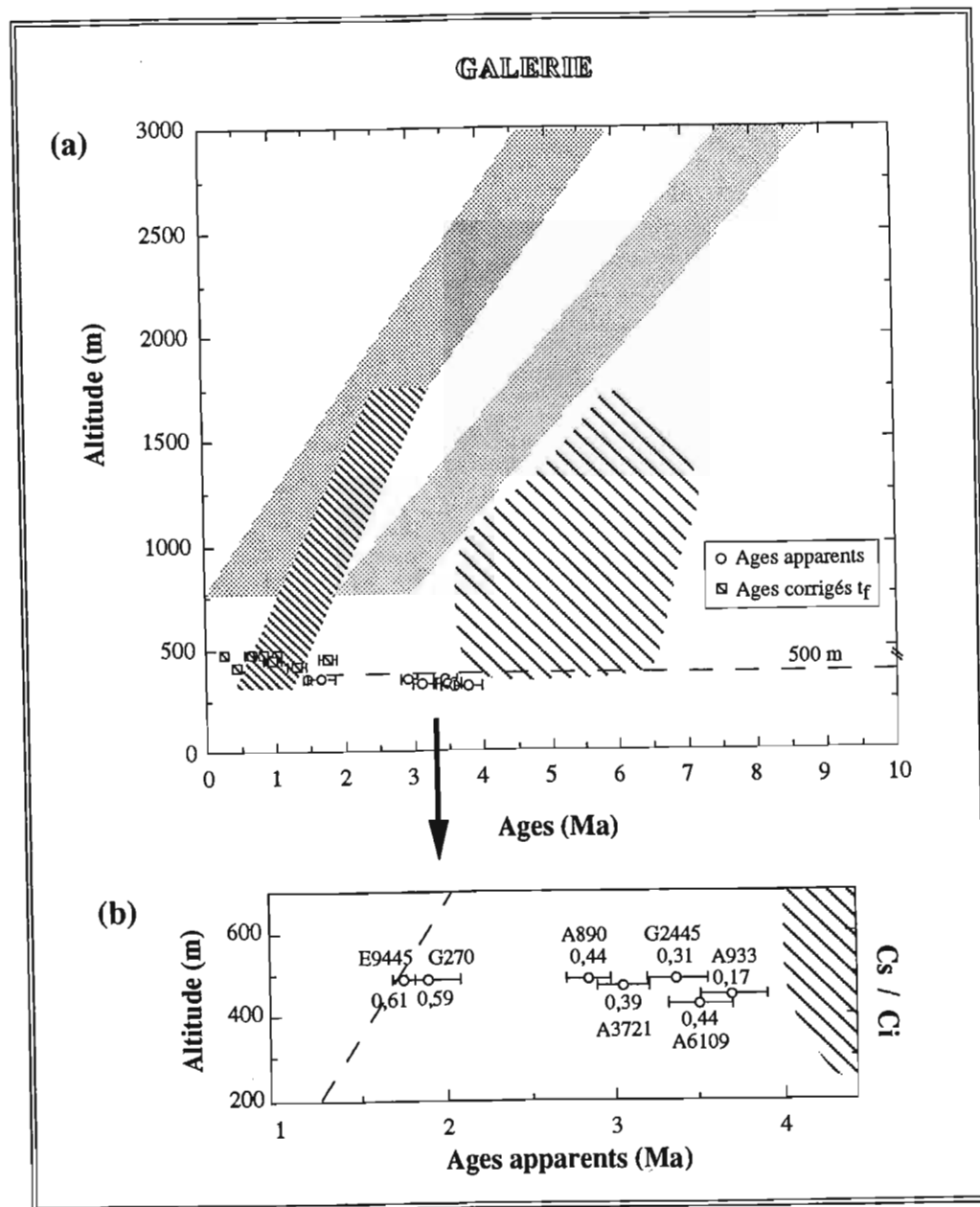


Figure IV.24 - (a) Distribution des âges t_{app} et t_f en fonction de l'altitude pour les échantillons de la galerie EDF Arc-Isère; (b) Valeurs du rapport Cs/Ci pour les mêmes échantillons de la galerie. On observe que les valeurs plus grandes pour les échantillons proches de la tendance de Belledonne-surface (marquée par la ligne en pointillée) et plus petites pour les échantillons proches de la tendance de la vallée de la Maurienne (marquée par la zone en grisé à droite du diagramme).

Echantillon	Ns	Ns>10 μ m	Cs (%)	Cs/Ci	Tapp ± 1	t(70°C) $\pm 1 \sigma$
A-890	291	15	5,15	0,44	3,55 \pm 0,19	1,56 \pm 0,13
A-933	599	12	2	0,17	3,75 \pm 0,20	0,63 \pm 0,06
A-3676	383	25	6,78	0,58	3,46 \pm 0,18	2,00 \pm 0,13
A-3721	412	19	4,61	0,39	3,09 \pm 0,16	1,20 \pm 0,09
A-6109	488	25	5,12	0,44	2,89 \pm 0,13	1,27 \pm 0,08
E-9445	300	18	7,1	0,61	1,71 \pm 0,07	1,04 \pm 0,07
G-270	116	48	6,89	0,59	1,93 \pm 0,20	1,13 \pm 0,12
G-2445	500	19	3,72	0,31	3,41 \pm 0,18	1,05 \pm 0,08

Tableau IV.16 - Ages corrigés t_f des échantillons de la galerie EDF Arc-Isère. Colonne 1: nom des échantillons; colonnes 2, 3, 4, 5: respectivement, le nombre de longueurs projetées fossiles mesurées par échantillon, nombre de longueurs projetées mesurées supérieures à 10 μ m, le pourcentage de traces supérieures à 10 μ m dans la population de traces fossiles (Cs) et dans la population de traces induites (Ci); colonnes 6 et 7: les âges t_{app} et t_f calculés pour chaque échantillon. Le pourcentage de traces induites dont la longueur projetée est supérieure à 10 μ m est 11,63 %, calculé à partir de la moyenne pondérée sur 19 échantillons du massif de Belledonne. La moyenne des longueurs projetées de traces induites est 6,55 \pm 0,18 μ m. L'échantillon A-3676, présentant un Cs de 0,58 %, a été surattaqué, et cette valeur ne correspond pas aux conditions standards utilisées pour les autres échantillons.

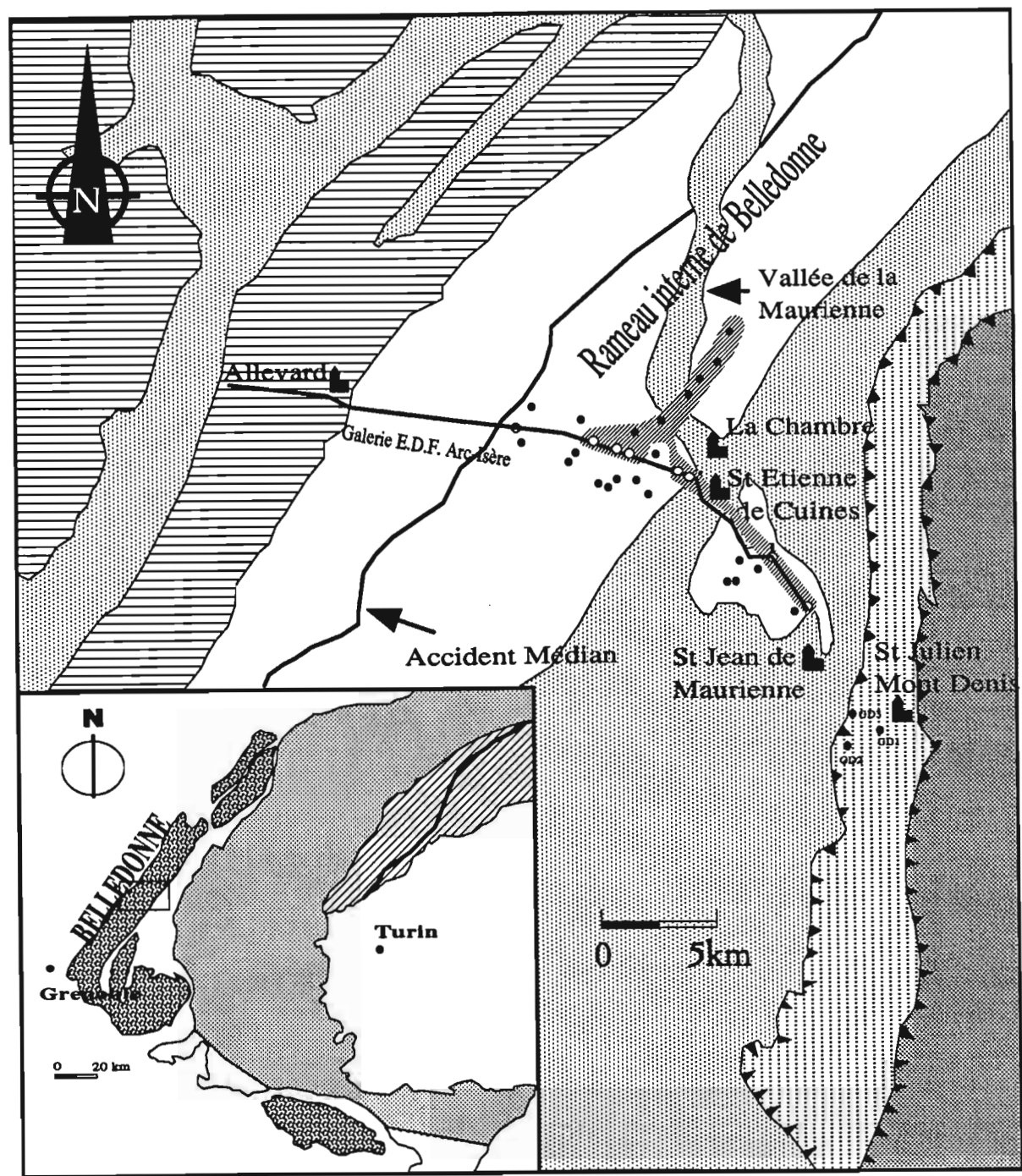


Figure IV.25 - Enveloppe de la zone perturbée où les âges TF apparents sont «anormaux» par rapport aux autres âges apparents TF déterminés sur les échantillons du massif de Belledonne.

1.3- Interprétation Géologique :

L'analyse des âges t_{app} et t_r des apatites du profil de la figure IV.5, entre Allevard et Saint-Julien, montre que l'on peut regrouper régionalement les échantillons datés en deux grands ensembles (Fig. IV.25). D'une part, les échantillons possédant un C_f/C_i compris entre 0,5 et 0,7, c'est à dire ayant refroidi à peu près linéairement avec le temps depuis des températures supérieures ou égales à 150°C (Fig. IV.13) et d'autre part, ceux dont le C_f/C_i est inférieur à 0,5.

Les échantillons regroupés dans la figure IV.26, possèdent tous un C_s/C_i compris entre 0,5 et 0,7. Ils s'organisent en trois sous-groupes. Dans le premier, les points représentatifs des échantillons de Belledonne-surface et celui de l'échantillon de la galerie prélevé à proximité d'Allevard (extrémité Ouest de notre profil) se distribuent linéairement avec l'altitude, pour les t_{app} comme pour les t_r avec un taux de dénudation apparent d'environ 0,4 mm/an. Le second groupe est constitué des échantillons du Grand Châtelard et du flysch, dont la distribution des âges t_{app} et t_r suggère un taux moyen de dénudation de l'ordre de 0,7 mm/an. Le dernier groupe est constitué d'un seul échantillon (GC-270) qui provient de la galerie Arc-Isère sous le Grand Châtelard, dont les âges t_{app} et t_r ne s'accordent pas vraiment avec les droites de régression de l'ensemble Grand Châtelard-flysch, malgré un C_s/C_i de 0,59. Cet échantillon était particulièrement difficile à mesurer, étant donnée la fréquence de nombreuses inclusions fluides, artéfacts et fractures rendant les comptages de traces particulièrement difficiles. En conséquence, son âge t_{app} avait reçu un facteur de qualité de 1, soit le plus bas de notre échelle (voir tab. IV.15, dernière colonne). La signification de cet âge n'est pas élucidée actuellement.

Le second ensemble (zone grisée-sombre de la figure IV.25) d'échantillons caractérisés par des rapports C_s/C_i inférieurs à 0,5, comprend à la fois les six échantillons encadrant la vallée de la Maurienne et six échantillons de la galerie EDF.

Les échantillons du premier ensemble proviennent d'une zone située, avant dénudation du massif, d'une profondeur où la température ambiante était supérieure à 150°C, alors que ceux du second ensemble proviennent d'une paléo-PAZ. On doit donc se demander (i) si l'hypothèse d'une température ambiante supérieure à 150°C est en accord avec les données géologiques et (ii) comment rendre compte de la distribution régionale des âges apparents ?

L'existence de températures post-hercyniennes supérieures à 150°C dans le socle métamorphique de Belledonne est attestée par l'ouverture du système K-Ar dans les minéraux (biotite, plagioclase, feldspath potassique) et les «roches totales» de l'ensemble du massif (Demeulemeester, 1982). Il semble donc bien que des températures d'au moins 200°C voire 300°C aient été atteintes localement.

A l'Est du massif de Belledonne, le flysch de la zone Dauphinoise interne semble lui aussi, d'après les mesures K-Ar de N'ziengui (1993), avoir atteint des températures supérieures à 300°C, et ceci entre environ 26 Ma et 23 Ma.

On retrouve des estimations du même ordre dans le travail de Ménard et Rochette (1992) sur les réaimantations post-métamorphiques d'échantillons de roches liasiques (calcaires et schistes) pris dans le flysch de la zone Dauphinoise interne, entre les massifs de Belledonne et des Grandes Rousses à l'Ouest et le front pennique à l'Est, allant jusqu'au Grand Châtelard au Nord. Ces auteurs ont mis en évidence une bande de polarité inverse à 25 Ma dans la zone orientale. Pour les autres sites, ces

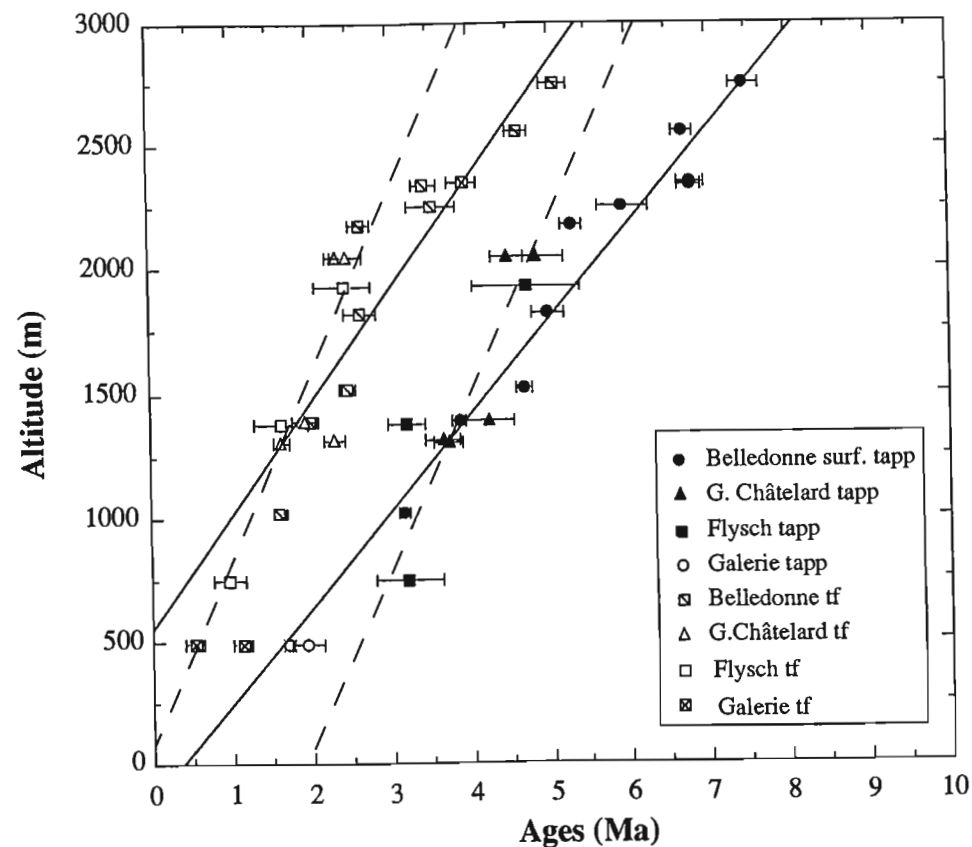


Figure IV.26 - Distribution des âges T_{app} et T_r pour les échantillons de Belledonne et ses environs divisés en trois groupes : Belledonne-surface et un échantillon de la galerie (E-2445), Grand Châtelard et Flysch et un échantillon de la galerie (G-270). Les droites de référence t_{app} et t_r sont celles calculées pour Belledonne-surface (trait continu) et celles calculées pour Grand Châtelard-surface et Flysch (trait interrompu).

auteurs estiment que les réaimantations se seraient produites entre 24 Ma et 17 Ma. Ces âges correspondraient aux moments où la réaimantation de la pyrrhotite s'est effectuée, soit à une température de 335°C.

Vers 17 Ma, la montée du massif de Belledonne aurait déjà commencé, comme l'attestent quelques mesures isotopiques. Ainsi, des minéraux de fentes alpines ont été datés à 15 Ma (Gasquet, 1979) et $15,4 \pm 0,6$ Ma (Demeulemeester, 1982). Ces observations sont en accord avec celles de Hubbard et al. (1992) dont les études par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ suggèrent que l'accident du Fond de France aurait rejoué dès 18 Ma jusque vers 3 Ma.

Le refroidissement du massif de Belledonne aurait ainsi commencé dès le Miocène moyen. On ne sait cependant pas précisément jusqu'à quand une température supérieure à 150°C aurait pu subsister.

L'analyse des traces de fission dans les apatites montre que la dénudation du massif de Belledonne avait déjà commencé il y a plus de 7,5 Ma (âge apparent à l'altitude de 2750 m) et se serait poursuivie jusque vers 1 Ma au taux de 0,4 mm/an.

L'écart moyen entre les âges t_{app} et t_r pour une altitude donnée suggère un gradient géothermique au cours de cette période de l'ordre de 21°C/km. L'estimation du gradient géothermique a été effectuée à partir de l'équation suivante (Wagner et al., 1989) :

$$dz/dt = (T_m - T_f) / [(t_m - t_f) * dT/dz]$$

où :

dz/dt : taux apparent de dénudation

$T_m - T_f$: écart de température entre le début et la fin de la PAZ

$t_m - t_f$: intervalle moyen de temps correspondant au refroidissement, pour une altitude donnée, entre T_m et T_f

dT/dz : gradient paléogéothermique

L'âge du début du soulèvement, calculé selon la relation (voir fig.IV.12) :

$$t_1 = t_2 + (D/2m)$$

avec : $t_2 = 7,47$ Ma

$D = (150-70)/21 = 3,8$ km

$m = 400$ m/Ma

et serait d'au moins de 12 Ma. En effet l'âge t_2 n'est que sous estimé, l'érosion complète de la PAZ dans ce secteur de Belledonne ne permettant pas l'observation d'une rupture de pente dans la relation t_{app} -altitude (voir Fig.IV.12).

Si l'on compare ce chiffre avec les estimations précédentes, le début de la dénudation rapide du massif de Belledonne se serait produit donc il y a environ 14 ± 2 Ma et se serait poursuivi au même rythme jusque vers 1 Ma. Avec un gradient géothermique de 21°C/km, ceci correspond à une dénudation de l'ordre de 5,2 km. Cette épaisseur érodée, pour l'échantillon d'altitude la plus élevée, correspond à la fois à la totalité de la couverture et en partie au matériel du socle métamorphique lui-même.

L'ensemble Grand Châtelard-flysch, traité de la même manière, amènerait à un taux moyen de dénudation de 0,7 mm/an, un gradient géothermique de l'ordre de 14°C/km entre au moins 11 Ma jusque vers 1 Ma et une dénudation d'environ 7,6 km.

Les échantillons provenant de la vallée de la Maurienne et une partie de ceux de la galerie Arc-Isère (zone grisée de la figure IV.25) semblent provenir d'une ancienne PAZ dénudée depuis au moins 3 Ma jusqu'à 1 Ma à un taux proche de 0,7 mm/an, c'est à dire proche de celui du groupe Grand Châtelard-flysch. On peut estimer par ailleurs que ces échantillons ont refroidi au-dessous de 150°C, il y a au moins 6,9 Ma, âge apparent le plus ancien de ce groupe (Fig.IV.21 et IV.22). Il y a enfin une nette discontinuité entre ces échantillons et ceux du secteur SW de Belledonne, du Grand Châtelard et du flysch, à la fois dans les relations âges-altitudes et C_i/C_f . On est donc amené à postuler l'existence de compartiments séparés par un jeu de failles : un compartiment NE (Maurienne+galerie, Fig.IV.25) ayant été relativement moins dénudé qu'un compartiment SW (le reste de nos échantillons).

compartiment NE représente sans doute le fond d'une PAZ : en effet deux échantillons de la Maurienne GB-11 et GB-13 avec des âges apparents de $6,10 \pm 0,15$ Ma et $4,06 \pm 0,13$ Ma, et des rapports C_i/C_e d'environ 0,5, se comportent à peu près comme ceux de Belledonne-surface.

Etant donné que la paléo-PAZ du compartiment SW a disparu par érosion, on en déduit une différence de dénudation d'au moins 1000 à 1500 m, dont le mécanisme reste à élucider.

Une extrapolation au temps zéro suggère que les âges t_{app} et t_r s'annuleraient respectivement aux altitudes d'environ -130 m et 500 m. Si l'on considère un gradient géothermique de $21^\circ\text{C}/\text{km}$, la température effective de 90°C , correspondant aux âges t_{eff} selon le modèle de Wagner (1990), serait atteinte à 3,8 km sous l'altitude 1000 m, prise comme l'altitude régionale moyenne. Ceci correspondrait à un taux moyen de dénudation, au cours du dernier million d'années, de 3,85 mm/an (Fig. IV.26). Ce taux peut paraître élevé au regard des mesures de nivellement actuelles. Il faut retenir essentiellement de nos données qu'elles impliquent une accélération du mouvement de dénudation au cours du dernier million d'années. Le taux de dénudation est lui-même fortement dépendant des paramètres adoptés pour le calcul. Ainsi, s'il est bien admis aujourd'hui que les âges apparents t_{app} , dans un processus de refroidissement linéaire avec le temps depuis une température supérieure à 150°C , datent le refroidissement au-dessous de l'isotherme 110°C , la température effective (T_{eff}) à laquelle correspondent les âges t_r est nettement moins contrainte. Elle serait en effet soit de 60°C (Wagner 1988, 1992 et Wagner et al., 1989), soit de 90°C , valeur ici utilisée, et variable en fonction des options prises pour la définition des températures limites de la PAZ dans le modèle de Wagner et al. (1991).

Ainsi, si l'on avait adopté pour T_{eff} la valeur de 80°C , le gradient géothermique sous Belledonne serait de $31^\circ\text{C}/\text{km}$ et le taux de dénudation apparent au cours du dernier million d'années d'environ 2,2 mm/an, davantage compatible avec les données actuelles.

Quelle que soit la valeur de T_{eff} à adopter et donc des évaluations qui en découlent, il reste de l'ensemble de nos résultats la mise en évidence d'un compartimentage dans les taux de dénudation. Cette observation semble être contradictoire avec un taux de dénudation vertical et uniforme à l'échelle régionale. En effet, ces observations paraissent davantage compatibles avec l'existence d'un mouvement de coulissage différentiel le long de rampes (Ménard, 1988) lors de la poussée vers l'extérieur du massif de Belledonne d'une part et du secteur plus interne, Grand Châtelard et flysch, d'autre part. Un tel mécanisme pourrait rendre compte de nos évaluations sur la couverture sédimentaire, plus importante sur le secteur le plus interne de notre profil (Grand Châtelard et flysch), que sur le massif de Belledonne lui-même, et en accord avec les données géologiques. Enfin ce que révèle la méthode des traces de fission est que dans un même ensemble, comme le socle de Belledonne, pourraient se trouver juxtaposés des panneaux de socle dont le comportement tectonique aurait été différent au cours de l'histoire tardive de ce socle.

CONCLUSION

Les âges t_{app} et t_r déterminés pour le massif de Belledonne et ses environs ainsi que les taux de dénudation et les épaisseurs de matériels érodés estimés, indiquent que l'histoire du refroidissement de cette région est extrêmement complexe, avec un comportement différentiel selon les secteurs. Le nombre limité de nos données ne permet pas actuellement de choisir un modèle suffisamment à même de reconstituer l'histoire tectonique de ce massif.

D'après nos résultats, il semblerait que la dénudation du **massif de Belledonne** ait commencé au Miocène supérieur et se serait poursuivie jusque vers 1 Ma au taux de 0,4 mm/an, puis jusqu'à l'actuel à un taux moyen d'au moins 2 mm/an. Plus à l'Est, le **Grand Châtelard et la zone du flysch**, vers Saint Julien, auraient été exhumés dans le même temps avec un taux de l'ordre de 0,7 mm/an, puis plus rapidement au cours du dernier million d'années, depuis une zone enfouie sous une couverture plus épaisse de quelques kilomètres que celle estimée au-dessus de Belledonne.

Le modèle utilisé pour l'interprétation des âges apparents TF sur apatites, basé sur l'utilisation des longueurs projetées de traces (Wagner, 1988) permet aussi, dans une moindre mesure, d'estimer la valeur du paléogradient depuis le Miocène supérieur, et donc une estimation de la profondeur pré-dénudation de nos échantillons. Ces deux derniers paramètres, étant donné l'état actuel du modèle de Wagner, ne peuvent encore être estimés qu'approximativement. Par exemple, si le début de la dénudation a commencé vers 14 Ma, l'enfouissement de l'échantillon d'altitude la plus élevée de Belledonne serait comprise entre 9,8 km et 7,4 km, selon les limites de températures adoptées pour la PAZ.

Dans la région étudiée, nos résultats semblent impliquer une remontée différentielle des massifs de Belledonne et des zones plus internes du Grand Châtelard et du flysch le long de rampes tectoniques.

Ces coulissages différentiels ne seraient pas exclusifs, au sein d'un même ensemble, comme le massif de Belledonne, de jeux verticaux différentiels entre des compartiments limités par des failles. Dans notre secteur d'étude, le rejeu de l'accident de Fond de France depuis au moins le Miocène moyen, pourrait être en partie responsable du compartimentage observé dans le massif de Belledonne, entre les secteurs NE (vallée de la Maurienne) et le SW de notre échantillonnage.

CONCLUSION GENERALE

La méthode de datation par les traces de fission dans les apatites a connu un grand développement, au cours de la dernière décennie, grâce à de nombreux travaux de laboratoire sur la stabilité thermique des traces. Ainsi, on sait aujourd'hui beaucoup mieux interpréter et utiliser les distributions de longueurs de traces que par le passé. Un histogramme de longueurs («confinées» ou «projetées») de traces contient une grande richesse d'informations sur l'histoire thermique d'une apatite depuis son dernier refroidissement au-dessous d'une température critique située, selon le taux ($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) de refroidissement, entre 120°C et 150°C . En conséquence, le champs d'application de cette méthode dans le domaine des sciences de la terre a été largement étendu. La méthode des traces de fission a été alors utilisée pour retracer l'histoire thermique dans des contextes aussi différents que dans les marges passives, les chaînes de collision ou les bassins sédimentaires. Le but de ce travail était justement l'application de la méthode de datation par traces de fission sur apatite dans un socle ancien et dans une chaîne récente.

Dans la première partie de ce mémoire, nous avons tout d'abord exposé les principes de la méthode des traces de fission et l'état actuel des connaissances en ce qui concerne son application dans le domaine des sciences de la terre. Ensuite nous avons présenté nos résultats expérimentaux sur les calibrations qui précèdent toute datation par traces de fission.

Un certain nombre de paramètres de l'équation d'âge n'étant pas connus avec une exactitude suffisante ou n'étant pas déterminables avec une justesse suffisante, nous avons dû procéder à des calibrations internes, adaptées à nos protocoles expérimentaux, à l'aide d'échantillons standards internationaux d'âges bien connus par ailleurs. Nous avons ainsi montré que l'erreur systématique sur nos datations devait être inférieure à 3% et leur précision expérimentale comprise entre environ 4% et 10% (1 sigma).

La deuxième partie de ce travail a été consacrée à deux applications de la méthode des TF: tout d'abord aux roches du socle métamorphique du Dôme de Ponta Grossa, sur la marge Sud-Est du Brésil, puis à celles du massif de Belledonne et de la zone Dauphinoise interne, dans les Alpes occidentales.

Le Dôme de Ponta Grossa, de forme grossièrement triangulaire, qui pénètre le continent sur près de 200 km, est une structure positive apparue vers 220 Ma, et de nouveau dénudée vers 140-120 Ma, lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Formé de terrains dont le dernier cycle métamorphique est daté à 700-450 Ma (cycle «brasiliano-pan-africano»), il semble que son dernier soulèvement ait commencé il y a environ 110 Ma, comme partie intégrante de la «Serra do Mar», et qu'il aurait pu se poursuivre jusque très récemment. Les données géologiques et géochronologiques classiques ne permettraient toutefois pas d'évaluer précisément la dynamique et le taux de surrection-érosion de cette chaîne côtière.

L'application de la méthode des traces à cet ensemble aura permis de préciser quelques moments de cette évolution. Ainsi il semblerait que le Dôme de Ponta Grossa se soit soulevé rapidement entre environ 100 Ma et 90 Ma et que l'amplitude de la surrection ait été de l'ordre 3 km. Les données TF suggèrent que par la suite, le taux de surrection ait été très réduit. Ces résultats permettent de rendre compte d'observations antérieures, telles que celle de Fulfaro et al. (1983), dans le bassin de marge de Santos, de taux de sédimentation importants du Turonien au Maestrichien, attribués tentativement par cet auteur au phénomène «Serra do Mar».

Dans l'arc alpin nous avons étudié un profil d'échantillonnage orienté WNW-ESE au travers du massif de Belledonne et jusque dans le flysch de la zone interne Dauphinoise. Dans Belledonne, seuls les échantillons situés à l'Est de l'accident Médian se sont révélés porteurs d'apatites, et donc convenables pour cette étude.

Nous avons montré que le massif de **Belledonne** se serait dénudé avec un taux apparent de 0,4 mm/an, soit moins rapidement que l'ensemble du massif du **Grand Châtelard-flysch**, avec 0,7 mm/an. D'autre part, la systématique des TF dans la partie Belledonne de notre profil suggère l'existence dans ce massif d'une tectonique de blocs, avec des compartiments plus ou moins surélevés les uns par rapport aux autres. La méthode des traces apparaît donc comme une approche particulièrement intéressante dans le déchiffrement de l'histoire de refroidissement et de surrection-érosion des zones externes de l'arc alpin.

Les résultats présentés dans ce mémoire n'auraient pu être obtenus sans le support d'analyses basées sur les distributions de longueurs de traces : **traces confinées** pour la partie brésilienne, **traces projetées** pour la partie alpine. Les modèles interprétatifs des âges apparents TF basés sur ces mesures de longueurs connaissent actuellement une phase de développement et de diversification intenses. Sans aucun doute, dans un avenir prochain, la méthode des traces permettra de nouveaux raffinements dans la datation des événements géologiques de basses températures (inférieures à 250°C) ainsi que dans le décodage de l'histoire de mise en place des chaînes de montagnes.

ANNEXE A

La dérivation de l'équation d'âge utilisée par la méthode des traces de fission est la suivante (Faure, 1986) :

- soit un grain de minéral ou un verre contenant des atomes de ^{238}U distribués à l'intérieur de leur volume; le nombre total de désintégrations de ^{238}U dans ce volume de l'échantillon pendant un temps t est :

$$D = {}^{238}\text{U} (e^{\lambda \alpha t} - 1) \quad (1)$$

où:

D = nombre de désintégrations α ou par fission spontanée par centimètre cube d'échantillon;

${}^{238}\text{U}$ = nombre d'atomes de l'uranium 238 par centimètre cube de l'échantillon au temps présent;

λ_r = constante de décroissance de ^{238}U par émission alpha;

t = âge de l'échantillon;

- la fraction de ^{238}U de désintégrations par fission spontanée est :

$$F_s = (\lambda_r / \lambda_\alpha) {}^{238}\text{U} (e^{\lambda \alpha t} - 1) \quad (2)$$

Une certaine fraction q de ces traces vont traverser une surface polie du minéral (ou verre) et sera déterminée après attaque chimique. La densité de traces de fission spontanée dans cette surface est donnée par:

$$\rho_s = F_s q = (\lambda_r / \lambda_\alpha) {}^{238}\text{U} (e^{\lambda \alpha t} - 1) q \quad (3)$$

La datation par les traces de fission requiert l'irradiation de l'échantillon à dater par neutrons thermiques en réacteur nucléaire. Dans ce cas le nombre de fissions de ^{235}U induites par des neutrons thermiques et par centimètre cube d'échantillon est donné par :

$$F_i = {}^{235}\text{U} \Phi \sigma \quad (4)$$

où:

${}^{235}\text{U}$ = nombre d'atomes de ^{235}U par centimètre cube de l'échantillon au temps présent;

Φ = fluence de neutrons thermiques en neutrons par centimètre carré;

σ = section efficace de fission induite de ^{235}U par neutron thermique;

- la fraction de traces induites à l'intérieur de la surface, déterminée après traitement chimique, est égale à q si les atomes d'uranium sont uniformément distribués dans le volume du minéral ou verre

et si l'attaque chimique est effectuée dans les mêmes conditions.

- la densité de traces induites est alors égal à :

$$\rho_i = F_i q = {}^{235}\text{U} \Phi \sigma q \quad (5)$$

- la combinaison des équations (3) et (5) donne :

$$(\rho_s / \rho_i) = (\lambda_r / \lambda_\alpha) [(e^{\lambda_\alpha t} - 1) / (\Phi \sigma I)] \quad (6)$$

où:

$$I = \text{rapport isotopique } {}^{235}\text{U} / {}^{238}\text{U}$$

La résolution de l'équation (6) pour t, constitue l'équation d'âge, tout d'abord formulée par Walker et Price (1963), est :

$$t = (1 / \lambda_\alpha) \ln \{1 + [(\rho_s / \rho_i) (\lambda_r / \lambda_\alpha) \Phi \sigma I]\} \quad (7)$$

Une fois ρ_s , ρ_i et Φ déterminées, l'équation (7) ci-dessus permet de calculer l'âge d'un échantillon.

Lorsque l'âge est inférieur à 500 Ma, l'équation (7) peut être simplifiée par :

$$e^{\lambda_\alpha t} - 1 \sim \lambda_\alpha t$$

nous avons ainsi :

$$(\rho_s / \rho_i) = (\lambda_r t / \Phi \sigma I)$$

et par conséquent :

$$t = \{(\rho_s / \rho_i) / [(\Phi \sigma I) / \lambda_r]\} \quad (8)$$

ANNEXE B

DOSIMETRIE DES IRRADIATIONS NEUTRONIQUES - RESULTATS ANALYTIQUES

Dans les tableaux B1 à B14 ont été reportés :

Colonnes 1 et 2 : «Moniteurs» et «DéTECTEURS»

Le nom et le numéro du moniteur NIST utilisé : pastille de verre de type 612/962 (teneur nominale en U : 50 ppm) et 963 (teneur nominale : 1 ppm). Les caractéristiques utiles de ces verres ont été rappelées dans le tableau II.2 (Chap. II).

Les lettres H et B (haut et bas) caractérisent la position relative des détecteurs externes associés à chaque verre, en position haute et basse (voir fig. II.2).

La position en mm, est la distance à partir du détecteur occupant la position la plus élevée dans le furet (fig.II.2).

Colonnes 3 à 5 : n , N, n/N et éventuellement S

n est le nombre de comptages (champs d'observation au microscope), N le nombre total de traces comptées, et n/N le nombre de traces comptées par champ.

S est la surface d'un champs de comptage en μm^2 .

Colonne 6 : ρ

ρ est la densité, ou nombre de traces par cm^2 .

$$\rho = [(N/n) / S] \times 10^8 \text{ t/cm}^2$$

La précision reportée est donnée par une statistique de Poisson. Elle ne dépend donc que du nombre total de traces comptées :

$$\sigma(\rho) = \rho \times 1 / (N)^{1/2}$$

Colonne 7 : Φ_i

Nous avons vu (Chap. I) que la densité de traces dans le moniteur est reliée à la fluence par :

$$\Phi_i = B \rho$$

L'incertitude sur les Φ_i est calculée de manière identique à celle des densités :

$$\sigma(\Phi_i) = \Phi_i \times 1 / (N)^{1/2}$$

Colonne 8 : Φ / Φ

Φ est la moyenne arithmétique des Φ_i de la colonne 7. Si m mesures Φ_i ont été effectuées :

$$\Phi = \Sigma \Phi_i / m$$

Colonne 9 : Obs

Lorsque plusieurs observateurs ont participé à la mesure des Φ_i , ils sont indiqués par un numéro et identifiés dans les notes de la table. Lorsque toutes les mesures ont été effectuées par un seul observateur, son nom est reporté en bas de table.

Irradiation 88-5 ORPHEE - SACLAY

Moniteur	Position des détecteurs (mm)		n	N	N/n	$\rho \pm 1\sigma$ x 10E5 (tr/cm ²)	$\Phi_i \pm 1\sigma$ x 10E15 (tr/cm ²)	$\Phi_i/\Phi \pm 1\sigma$
962-5	H	0	22	2867	130,32	5,30 ± 0,10	2,79 ± 0,05	1,01 ± 0,02
	B	2	22	2875	130,68	5,31 ± 0,10	2,79 ± 0,05	1,01 ± 0,02
612-4	H	13	22	3302	150,09	6,10 ± 0,10	3,22 ± 0,06	1,12 ± 0,02
	B	15	22	3267	148,50	6,04 ± 0,10	3,18 ± 0,06	1,10 ± 0,02
962-2*	H	28	22	2718	123,55	5,02 ± 0,10	2,65 ± 0,05	0,88 ± 0,02
	H	0	22	2665	121,14	4,92 ± 0,10	2,59 ± 0,05	0,86 ± 0,02
612-3*	H	30	22	3163	143,77	5,84 ± 0,11	3,07 ± 0,06	1,01 ± 0,02
612-5*	H	28	22	3548	161,27	6,55 ± 0,11	3,45 ± 0,06	1,14 ± 0,02
	B	30	22	3434	156,09	6,34 ± 0,11	3,35 ± 0,06	1,11 ± 0,02
962a-1	H	46	22	2894	131,55	5,38 ± 0,10	2,81 ± 0,05	1,02 ± 0,02
	B	48	22	2857	129,86	5,31 ± 0,10	2,78 ± 0,05	1,01 ± 0,02
962a-4	H	50	22	2894	131,55	5,35 ± 0,10	2,81 ± 0,05	0,98 ± 0,02
	B	52	22	2857	129,86	5,28 ± 0,10	2,78 ± 0,05	0,97 ± 0,02
963a-1	B	53	211	789	3,73	0,151 ± 0,005	2,89 ± 0,10	1,00 ± 0,02
962a-3	H	68	22	2863	130,14	5,29 ± 0,10	2,78 ± 0,05	1,01 ± 0,02
	H	70	22	2860	130,00	5,28 ± 0,10	2,78 ± 0,05	1,01 ± 0,02

Date d'irradiation : 5/1988; Moniteurs : muscovites; Révélation : HF 40%, 70 minutes, 20°C;
Observation : microscope Leitz orthoplan, Obj. x100, occ. x10; Surfaces : (S1)=24604 μm²;
Observateur : Erika Labrin

Position axiale :

Fluence Moyenne (10 muscovites) 962: $\Phi = (2,87 \pm 0,17) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Fluence Moyenne (8 muscovites) 962 : $\Phi = (2,75 \pm 0,08) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Φ_i calculée en excluant les mesures relatives au moniteur 612-4 (voir texte, page 5, Figure II.8)

Fluence Moyenne (1 muscovite) 963: $\Phi = (2,89 \pm 0,10) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Position radiale :

Fluence Moyenne (5 muscovites) 962/612: $\Phi = (3,02 \pm 0,39) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Tableau B.4

Irradiation 89-1 ORPHEE - SACLAY

Moniteur	Position des détecteurs (mm)		n	N	N/n	$\rho \pm 1\sigma$ x 10E4 (tr/cm ²)	$\Phi_i \pm 1\sigma$ x 10E15 (tr/cm ²)	$\Phi_i/\Phi \pm 1\sigma$
962a-1	T	0	120	2675	22,29	9,10 ± 0,18	0,480 ± 0,009	0,98 ± 0,02
	B	2	120	2717	22,64	9,20 ± 0,18	0,486 ± 0,009	0,99 ± 0,02
962a-4	T	8	120	2773	23,10	9,39 ± 0,18	0,496 ± 0,009	1,01 ± 0,01
	B	10	120	2764	23,03	9,36 ± 0,18	0,494 ± 0,009	1,00 ± 0,02
962-5	T	13	120	2634	21,95	8,92 ± 0,17	0,471 ± 0,009	0,96 ± 0,02
	B	15	120	2858	23,81	9,68 ± 0,18	0,511 ± 0,009	1,04 ± 0,02
963a-4	T	22	584	426	0,73	0,30 ± 0,01	0,601 ± 0,029	1,09 ± 0,05
	B	24	590	356	0,60	0,24 ± 0,1	0,498 ± 0,026	1,10 ± 0,05
962-1	T	13	120	2699	22,49	9,14 ± 0,17	0,482 ± 0,009	0,98 ± 0,02
962-4	B	32	120	2670	22,25	9,04 ± 0,17	0,477 ± 0,009	0,97 ± 0,02
962a-3	T	39	240	5555	23,14	9,40 ± 0,13	0,496 ± 0,006	1,01 ± 0,01
	B	41	120	2699	22,49	9,14 ± 0,17	0,482 ± 0,009	0,98 ± 0,02

Date d'irradiation : 1/1989; Moniteurs : muscovites; Révélation : HF 40%, 70 minutes, 20°C;
Observation : microscope Leitz orthoplan, Obj. x100, occ. x10; Surface : (S1)=24604 μm²
Observateur : Erika Labrin

Fluence Moyenne (10 muscovites) 962 : $\Phi = (0,487 \pm 0,011) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Fluence moyenne (2 muscovites) 963 : $\Phi = (0,549 \pm 0,073) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Tableau B.5

Irradiation 89-3 ORPHEE - SACLAY

Moniteur	Position des détecteurs (mm)		n	N	N/n	$\rho \pm 1\sigma$ x 10E5 (tr/cm ²)	$\Phi_i \pm 1\sigma$ x 10E15 (tr/cm ²)	$\Phi_i/\Phi \pm 1\sigma$	S
962a-4	T	11	160	3063	19,14	1,45 ± 0,03	7,65 ± 0,14	0,99 ± 0,02	1
	B	13	140	2768	19,77	1,49 ± 0,03	7,87 ± 0,15	1,02 ± 0,02	1
962-5	T	16	160	3024	18,90	1,43 ± 0,03	7,55 ± 0,14	0,98 ± 0,02	1
	B	18	134	2571	19,18	1,45 ± 0,03	7,65 ± 0,15	0,99 ± 0,02	1
963a-4	T	19	260	2331	8,96	0,36 ± 0,07	7,42 ± 0,15	1,00 ± 0,02	2
	B	21	240	2145	8,94	0,36 ± 0,08	7,40 ± 0,16	0,99 ± 0,02	2

Date d'irradiation : 7/1989; Moniteurs : muscovites; Révélation : HF 40%, 70 minutes, 20°C;
Observation : Microscope Leitz orthoplan Obj. x100, occ. x10; (S)=1322,5 μm² Obj. x100, occ. x10 (S)=24604 μm²;
Observateur : Erika Labrin

Fluence Moyenne (4 détecteurs) 962 : $\Phi = (7,68 \pm 0,13) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Fluence Moyenne (2 détecteurs) 963 : $\Phi = (7,41 \pm 0,11) \times 10E15 \text{ n/cm}^2$

Tableau B.6

ANNEXE C

ANNEXE C

Tableaux analytiques pour les 22 échantillons prélevés dans l'Arco de Ponta Grossa, Sud-Est du Brésil.

Chaque tableau correspond aux données d'un échantillon où figurent les nombres de traces fossiles et induites comptées (N_s , N_i) pour chaque grain, les densités calculées (ρ_s , ρ_i), les âges individuels et leur précision. Dans la partie inférieure du tableau sont présentés les nombres totaux de traces fossiles et induites pour l'ensemble des grains, les densités fossiles et induites calculées pour l'échantillon, l'âge déterminé par la méthode conventionnelle de Green ainsi que les valeurs théorique et calculée du test du c^2 .

Pour l'échantillon qui n'a pas passé le test du χ^2 , PRCA-11, l'âge a été calculé à partir de la moyenne des densités individuelles des grains.

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	$(\rho_s/\rho_i) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	30	25	1,77E+06	1,48E+06	0,612	78,8	21,3
2	7	4	4,14E+05	2,36E+05	0,893	114,0	71,5
3	17	18	1,00E+06	1,06E+06	0,482	62,1	21,0
4	10	7	5,91E+05	4,14E+05	0,729	93,7	46,2
5	8	6	4,73E+05	3,54E+05	0,680	87,5	47,3
6	7	6	4,14E+05	3,54E+05	0,595	76,6	42,6
7	8	6	4,73E+05	3,54E+05	0,680	87,5	47,3
8	10	6	5,91E+05	3,54E+05	0,850	109,0	56,3
9	10	9	5,91E+05	5,32E+05	0,567	73,0	33,5
10	10	6	5,91E+05	3,54E+05	0,850	109,0	56,3
11	10	5	5,91E+05	2,95E+05	1,020	131,0	71,8
12	11	11	6,50E+05	6,50E+05	0,510	65,7	28,0
13	8	7	4,73E+05	4,14E+05	0,583	75,1	38,9
14	18	7	1,06E+06	4,14E+05	1,311	168,0	74,8
15	14	10	8,27E+05	5,91E+05	0,714	91,9	38,1
16	12	11	7,09E+05	6,50E+05	0,556	71,7	29,9
17	11	10	6,50E+05	5,91E+05	0,561	72,3	31,6
18	17	15	1,00E+06	8,86E+05	0,578	74,5	26,4
19	12	12	7,09E+05	7,09E+05	0,510	65,7	26,8
20	8	7	4,73E+05	4,14E+05	0,583	75,1	38,9
21	25	22	1,48E+06	1,30E+06	0,580	74,7	21,8
22	14	13	8,27E+05	7,68E+05	0,549	70,8	27,3
23	8	8	4,73E+05	4,73E+05	0,510	65,7	32,9
24	15	15	8,86E+05	8,86E+05	0,510	65,7	24,0
25	5	12	2,95E+05	7,09E+05	0,213	27,5	14,6
26	5	5	2,95E+05	2,95E+05	0,510	65,7	41,6
27	8	8	4,73E+05	4,73E+05	0,510	65,7	32,9
28	13	10	7,68E+05	5,91E+05	0,663	85,3	35,9
29	6	4	3,54E+05	2,36E+05	0,765	98,4	63,5
30	13	7	7,68E+05	4,14E+05	0,947	122,0	57,2
31	13	11	7,68E+05	6,50E+05	0,603	77,6	31,8
32	25	21	1,48E+06	1,24E+06	0,607	78,2	23,1
33	21	19	1,24E+06	1,12E+06	0,564	72,6	23,0
34	7	6	4,14E+05	3,54E+05	0,595	76,6	42,6
35	8	7	4,73E+05	4,14E+05	0,583	75,1	38,9
36	20	18	1,18E+06	1,06E+06	0,567	73,0	23,7
37	13	9	7,68E+05	5,32E+05	0,737	94,8	41,1
38	22	17	1,30E+06	1,00E+06	0,660	85,0	27,4
39	9	9	5,32E+05	5,32E+05	0,510	65,7	31,0
40	18	11	1,06E+06	6,50E+05	0,835	107,0	41,0
41	12	10	7,09E+05	5,91E+05	0,612	78,8	33,7
42	10	10	5,91E+05	5,91E+05	0,510	65,7	29,4
43	16	14	9,45E+05	8,27E+05	0,583	75,1	27,5
44	13	12	7,68E+05	7,09E+05	0,553	65,7	26,3
45	10	10	5,91E+05	5,91E+05	0,510	98,4	44,0
46	9	6	5,32E+05	3,54E+05	0,765	93,7	49,4
47	10	7	5,91E+05	4,14E+05	0,729	65,7	32,4
48	7	7	4,14E+05	4,14E+05	0,510	65,7	35,1
49	6	6	3,54E+05	3,54E+05	0,510	65,7	37,9
Σ	599	502	7,22E+05	6,05E+05	0,609	77,6	4,9

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces Ss=1692,8 μ m² et Si=1692,8 μ m²;
Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: g(kapton)=0,51(c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_i , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=64,56 χ^2 calculé=14,73

pour 48 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	$(\rho_s/\rho_i) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	6	3	4,54E+04	2,27E+04	1,020	104,1	73,6
2	8	3	6,05E+04	2,27E+04	1,360	138,4	93,7
3	6	3	4,54E+04	2,27E+04	1,020	104,1	73,6
4	3	3	2,27E+04	2,27E+04	0,510	52,2	42,7
5	5	5	3,78E+04	3,78E+04	0,510	52,2	33,1
6	5	5	3,78E+04	3,78E+04	0,510	52,2	33,1
7	5	3	3,78E+04	2,27E+04	0,850	86,8	63,4
8	4	1	3,02E+04	7,56E+03	2,040	206,5	230,9
9	2	2	1,51E+04	1,51E+04	0,510	52,2	52,3
10	1	4	7,56E+03	3,02E+04	0,128	13,1	14,6
11	5	3	3,78E+04	2,27E+04	0,850	86,8	63,4
12	5	3	3,78E+04	2,27E+04	0,850	86,8	63,4
13	6	1	4,54E+04	7,56E+03	3,060	307,3	331,9
14	3	5	2,27E+04	3,78E+04	0,306	31,4	22,9
15	8	4	6,05E+04	3,02E+04	1,020	104,1	63,8
16	1	3	7,56E+03	2,27E+04	0,170	17,5	20,2
17	2	1	1,51E+04	7,56E+03	1,020	104,1	127,5
18	2	1	1,51E+04	7,56E+03	1,020	104,1	127,5
19	2	1	1,51E+04	7,56E+03	1,020	104,1	127,5
20	1	2	7,56E+03	1,51E+04	0,255	26,2	32,1
21	1	4	7,56E+03	3,02E+04	0,128	13,1	14,6
22	8	4	6,05E+04	3,02E+04	1,020	104,1	63,8
23	8	2	6,05E+04	1,51E+04	2,040	206,5	163,3
24	4	1	3,02E+04	7,56E+03	2,040	206,5	230,9
25	3	2	2,27E+04	1,51E+04	0,765	78,2	71,4
26	2	4	1,51E+04	3,02E+04	0,255	26,2	22,7
27	6	2	4,54E+04	1,51E+04	1,530	155,5	127,0
28	4	1	3,02E+04	7,56E+03	2,040	206,5	230,9
29	3	1	2,27E+04	7,56E+03	1,530	155,5	179,5
30	2	1	1,51E+04	7,56E+03	1,020	104,1	127,5
Σ	121	78	4,77E+04	3,07E+04	0,791	80,9	$\pm 11,8$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces Ss=8644 μ m² et Si=8464 μ m²;
Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: g(kapton)=0,51 (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_i , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=42,55 χ^2 calculé=23,45

pour 29 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	16	10	1,89E+05	1,56E+05	0,5981	75,7	30,5
2	20	13	2,36E+05	2,03E+05	0,5751	72,8	25,9
3	26	16	3,07E+05	2,50E+05	0,6075	76,8	24,4
4	12	6	1,42E+05	9,38E+04	0,7477	94,4	47,2
5	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,7477	94,4	40,9
6	8	12	9,45E+04	1,88E+05	0,7477	31,6	14,4
7	12	9	1,42E+05	1,41E+05	0,6542	63,1	27,8
8	14	8	1,65E+05	1,25E+05	0,7165	82,7	36,7
9	23	18	2,72E+05	2,81E+05	0,5341	60,5	19,0
10	10	7	1,18E+05	1,09E+05	0,8307	67,6	33,3
11	12	12	1,42E+05	1,88E+05	0,5234	47,4	19,3
12	14	10	1,65E+05	1,56E+05	1,0094	66,2	27,4
13	27	10	3,19E+05	1,56E+05	0,8545	127,1	47,1
14	16	7	1,89E+05	1,09E+05	0,8100	107,8	48,9
15	13	12	1,54E+05	1,88E+05	0,8011	51,3	20,5
16	15	12	1,77E+05	1,88E+05	0,7664	59,2	22,9
17	19	19	2,24E+05	2,97E+05	1,0467	47,4	15,4
18	14	5	1,65E+05	7,81E+04	0,7477	131,8	68,7
19	20	17	2,36E+05	2,66E+05	0,5464	55,7	18,4
20	19	13	2,24E+05	2,03E+05	0,7477	69,1	24,9
21	14	13	1,65E+05	2,03E+05	0,6797	51,0	19,6
22	20	11	2,36E+05	1,72E+05	0,5919	65,9	32,2
23	19	12	2,24E+05	1,88E+05	0,8100	74,9	27,6
24	13	12	1,54E+05	1,88E+05	0,5296	51,3	20,5
25	17	4	2,01E+05	6,25E+04	1,0147	199,0	110,6
26	19	7	2,24E+05	1,09E+05	0,5608	127,8	56,5
27	15	10	1,77E+05	1,56E+05	0,8411	70,9	29,0
28	18	8	2,13E+05	1,25E+05	0,7477	106,1	45,1
29	13	13	1,54E+05	2,03E+05	0,5341	47,4	18,6
30	10	7	1,18E+05	1,09E+05	0,8011	67,6	33,3
31	10	9	1,18E+05	1,41E+05	0,6099	52,6	24,2
32	31	19	3,66E+05	2,97E+05	0,4735	77,1	22,5
33	19	15	2,24E+05	2,34E+05	0,6157	60,0	20,7
34	28	17	3,31E+05	2,66E+05	0,6023	77,9	23,9
35	29	18	3,43E+05	2,81E+05	0,6457	76,2	22,9
36	19	11	2,24E+05	1,72E+05	0,6409	81,6	30,9
37	24	14	2,84E+05	2,19E+05	0,5140	81,0	27,2
38	11	8	1,30E+05	1,25E+05	0,6457	65,1	30,2
39	19	11	2,24E+05	1,72E+05	0,7664	81,6	30,9
40	41	20	4,84E+05	3,13E+05	0,9346	96,8	26,4
41	25	10	2,95E+05	1,56E+05	0,5234	117,8	44,1
42	14	10	1,65E+05	1,56E+05	0,8723	66,2	27,4
43	7	6	8,27E+04	9,38E+04	1,0281	55,2	30,7
44	11	4	1,30E+05	6,25E+04	0,5919	129,5	75,6
45	19	12	2,24E+05	1,88E+05	0,5718	74,9	27,6
46	26	17	3,07E+05	2,66E+05	0,8224	72,3	22,6
47	11	9	1,30E+05	1,41E+05	0,8496	57,9	26,0
Σ	828	531	2,08E+05	1,77E+05	0,7113	77,3	$\pm 4,3$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8464\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau; ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=61,63 χ^2 calculé=29,01

pour 46 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	12	6	1,42E+05	9,38E+04	0,7477	94,4	47,2
2	49	31	5,79E+05	4,84E+05	0,5909	74,7	17,2
3	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,7103	89,7	35,1
4	11	6	1,30E+05	9,38E+04	0,6854	86,6	44,0
5	12	6	1,42E+05	9,38E+04	0,7477	94,4	47,2
6	8	4	9,45E+04	6,25E+04	0,7477	94,4	57,8
7	40	20	4,73E+05	3,13E+05	0,7477	94,4	25,9
8	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,7944	100,3	43,0
9	14	6	1,65E+05	9,38E+04	0,8723	110,0	53,7
10	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,7103	89,7	35,1
11	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,7103	89,7	35,1
12	17	12	2,01E+05	1,88E+05	0,5296	67,0	25,3
13	11	6	1,30E+05	9,38E+04	0,6854	86,6	44,0
14	17	10	2,01E+05	1,56E+05	0,6355	80,3	32,0
15	29	17	3,43E+05	2,66E+05	0,6377	80,6	24,6
16	29	15	3,43E+05	2,34E+05	0,7228	91,3	29,0
17	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,7137	90,2	33,6
18	11	6	1,30E+05	9,38E+04	0,6854	86,6	44,0
19	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,7477	94,4	36,6
20	15	7	1,77E+05	1,09E+05	0,8011	101,1	46,3
21	10	5	1,18E+05	7,81E+04	0,7477	94,4	51,7
22	29	14	3,43E+05	2,19E+05	0,7744	97,8	31,8
23	23	18	2,72E+05	2,81E+05	0,4777	60,5	19,0
24	21	10	2,48E+05	1,56E+05	0,7851	99,1	38,1
25	13	7	1,54E+05	1,09E+05	0,6943	87,7	41,1
26	18	9	2,13E+05	1,41E+05	0,7477	94,4	38,5
27	11	6	1,30E+05	9,38E+04	0,6854	86,6	44,0
28	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,7137	90,2	33,6
29	35	21	4,14E+05	3,28E+05	0,6231	78,8	21,7
30	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,7477	94,4	40,9
31	19	14	2,24E+05	2,19E+05	0,5074	64,2	22,6
32	19	11	2,24E+05	1,72E+05	0,6457	81,6	30,9
33	15	9	1,77E+05	1,41E+05	0,6231	78,8	33,2
34	33	15	3,90E+05	2,34E+05	0,8224	103,8	32,3
35	20	11	2,36E+05	1,72E+05	0,6797	85,9	32,2
Σ	693	380	2,34E+05	1,70E+05	1,5040	86,2	$\pm 5,7$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8464\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau; ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=49,76 χ^2 calculé=4,73

pour 34 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	8	6	1,58E+05	1,17E+05	0,659	84,0	45,4
2	15	13	2,95E+05	2,54E+05	0,570	72,8	27,6
3	12	12	2,36E+05	2,34E+05	0,494	63,1	25,8
4	21	6	4,14E+05	1,17E+05	1,729	218,2	101,0
5	24	15	4,73E+05	2,93E+05	0,790	100,7	33,1
6	11	7	2,17E+05	1,37E+05	0,776	98,9	47,8
7	20	16	3,94E+05	3,13E+05	0,618	78,8	26,4
8	18	13	3,54E+05	2,54E+05	0,684	87,2	31,7
9	11	11	2,17E+05	2,15E+05	0,494	63,1	26,9
10	6	6	1,18E+05	1,17E+05	0,494	63,1	36,4
11	22	17	4,33E+05	3,32E+05	0,639	81,5	26,3
12	28	20	5,51E+05	3,91E+05	0,692	88,2	25,8
13	14	11	2,76E+05	2,15E+05	0,629	80,2	32,3
14	34	16	6,70E+05	3,13E+05	1,050	133,4	40,4
15	30	17	5,91E+05	3,32E+05	0,872	110,9	33,7
16	26	16	5,12E+05	3,13E+05	0,803	102,2	32,5
17	16	16	3,15E+05	3,13E+05	0,494	63,1	22,3
18	34	28	6,70E+05	5,47E+05	0,600	76,5	19,5
19	23	18	4,53E+05	3,52E+05	0,631	80,5	25,3
20	11	7	2,17E+05	1,37E+05	0,776	98,9	47,8
21	13	11	2,56E+05	2,15E+05	0,584	74,5	30,5
22	10	10	1,97E+05	1,95E+05	0,494	63,1	28,2
23	19	17	3,74E+05	3,32E+05	0,552	70,5	23,5
24	44	21	8,66E+05	4,10E+05	1,035	131,5	34,9
25	22	18	4,33E+05	3,52E+05	0,604	77,0	24,5
26	23	13	4,53E+05	2,54E+05	0,874	111,2	38,6
27	6	4	1,18E+05	7,81E+04	0,741	94,4	60,9
28	16	12	3,15E+05	2,34E+05	0,659	84,0	32,1
29	28	14	5,51E+05	2,73E+05	0,988	125,6	41,1
30	26	20	5,12E+05	3,91E+05	0,642	81,9	24,4
31	17	17	3,35E+05	3,32E+05	0,494	63,1	21,6
32	20	21	3,94E+05	4,10E+05	0,470	60,1	18,8
33	8	8	1,58E+05	1,56E+05	0,494	63,1	31,6
34	39	21	7,68E+05	4,10E+05	0,917	116,7	31,6
35	17	17	3,35E+05	3,32E+05	0,494	63,1	21,6
36	8	6	1,58E+05	1,17E+05	0,659	84,0	45,4
Σ	700	501	3,83E+05	2,72E+05	0,690	88,0	$\pm 5,4$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=5078,4\mu m^2$ et $S_l=5120\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(kapton)=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=49,76 χ^2 calculé=21,18

pour 35 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	27	14	3,19E+05	2,19E+05	0,715	91,1	30,0
2	30	16	3,54E+05	2,50E+05	0,695	88,6	27,4
3	23	12	2,72E+05	1,88E+05	0,710	90,5	32,2
4	32	14	3,78E+05	2,19E+05	0,847	107,8	34,5
5	28	14	3,31E+05	2,19E+05	0,741	94,4	30,9
6	35	16	4,14E+05	2,50E+05	0,810	103,2	31,1
7	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,707	90,2	33,6
8	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,707	90,2	33,6
9	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,704	89,7	35,1
10	31	15	3,66E+05	2,34E+05	0,766	97,5	30,7
11	25	14	2,95E+05	2,19E+05	0,662	84,4	28,2
12	20	9	2,36E+05	1,41E+05	0,823	104,8	42,1
13	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,741	94,4	36,6
14	23	12	2,72E+05	1,88E+05	0,710	90,5	32,2
15	18	10	2,13E+05	1,56E+05	0,667	85,0	33,5
16	42	21	4,96E+05	3,28E+05	0,741	94,4	25,2
17	17	9	2,01E+05	1,41E+05	0,700	89,2	36,8
18	23	12	2,72E+05	1,88E+05	0,710	90,5	32,2
19	26	14	3,07E+05	2,19E+05	0,688	87,7	29,1
20	27	16	3,19E+05	2,50E+05	0,625	79,8	25,2
21	29	13	3,43E+05	2,03E+05	0,827	105,2	35,1
22	36	16	4,25E+05	2,50E+05	0,834	106,1	31,9
23	24	13	2,84E+05	2,03E+05	0,684	87,2	30,0
24	26	12	3,07E+05	1,88E+05	0,803	102,2	35,7
25	28	10	3,31E+05	1,56E+05	1,037	131,8	48,6
26	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,704	89,7	35,1
27	43	26	5,08E+05	4,06E+05	0,613	78,2	19,4
28	25	10	2,95E+05	1,56E+05	0,926	117,8	44,1
29	19	9	2,24E+05	1,41E+05	0,782	99,6	40,3
30	19	12	2,24E+05	1,88E+05	0,587	74,9	27,6
Σ	776	391	3,06E+05	2,04E+05	0,735	93,7	$\pm 6,1$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8644\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(kapton)=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=42,55 χ^2 calculé=3,60

pour 29 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	23	17	6,79E+05	4,43E+05	0,759	95,8	30,6
2	22	18	6,50E+05	4,69E+05	0,685	86,6	27,5
3	36	28	1,06E+06	7,29E+05	0,721	91,1	23,0
4	41	26	1,21E+06	6,77E+05	0,884	111,5	28,0
5	21	19	6,20E+05	4,95E+05	0,620	78,4	24,8
6	33	29	9,75E+05	7,55E+05	0,638	80,7	20,5
7	24	22	7,09E+05	5,73E+05	0,612	77,4	22,8
8	29	23	8,57E+05	5,99E+05	0,707	89,3	24,9
9	24	20	7,09E+05	5,21E+05	0,673	85,0	25,7
10	34	28	1,00E+06	7,29E+05	0,681	86,1	22,0
11	18	13	5,32E+05	3,39E+05	0,776	98,0	35,7
12	32	23	9,45E+05	5,99E+05	0,780	98,5	26,9
13	21	14	6,20E+05	3,65E+05	0,841	106,1	36,6
14	26	23	7,68E+05	5,99E+05	0,634	80,1	22,9
15	26	23	7,68E+05	5,99E+05	0,634	80,1	22,9
16	24	22	7,09E+05	5,73E+05	0,612	77,4	22,8
17	28	16	8,27E+05	4,17E+05	0,981	123,7	38,8
18	29	21	8,57E+05	5,47E+05	0,774	97,8	28,0
19	29	22	8,57E+05	5,73E+05	0,739	93,4	26,4
20	25	15	7,38E+05	3,91E+05	0,935	117,8	38,5
21	22	14	6,50E+05	3,65E+05	0,881	111,1	38,0
22	24	19	7,09E+05	4,95E+05	0,708	89,5	27,5
23	22	19	6,50E+05	4,95E+05	0,649	82,1	25,7
24	19	13	5,61E+05	3,39E+05	0,820	103,4	37,2
25	22	18	6,50E+05	4,69E+05	0,685	86,6	27,5
26	21	18	6,20E+05	4,69E+05	0,654	82,7	26,6
27	25	18	7,38E+05	4,69E+05	0,779	98,3	30,4
28	23	19	6,79E+05	4,95E+05	0,679	85,8	26,6
29	22	19	6,50E+05	4,95E+05	0,649	82,1	25,7
30	30	23	8,86E+05	5,99E+05	0,731	92,4	25,6
31	22	17	6,50E+05	4,43E+05	0,726	91,7	29,6
32	23	19	6,79E+05	4,95E+05	0,679	85,8	26,6
Σ	820	638	7,57E+05	5,19E+05	0,710	91,0	$\pm 5,1$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=3385,6\mu m^2$ et $S_l=3840\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kapton})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=46,77 χ^2 calculé=5,27

pour 31 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	24	14	2,84E+05	2,19E+05	0,641	81,0	27,2
2	19	9	2,24E+05	1,41E+05	0,789	99,6	40,3
3	40	15	4,73E+05	2,34E+05	0,997	125,6	38,0
4	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
5	24	14	2,84E+05	2,19E+05	0,641	81,0	27,2
6	21	10	2,48E+05	1,56E+05	0,785	99,1	38,1
7	28	13	3,31E+05	2,03E+05	0,805	101,6	34,1
8	30	15	3,54E+05	2,34E+05	0,748	94,4	29,9
9	15	6	1,77E+05	9,38E+04	0,935	117,8	56,9
10	13	6	1,54E+05	9,38E+04	0,810	102,2	50,5
11	16	6	1,89E+05	9,38E+04	0,997	125,6	60,1
12	27	16	3,19E+05	2,50E+05	0,631	79,8	25,2
13	36	20	4,25E+05	3,13E+05	0,673	85,0	23,7
14	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,794	100,3	43,0
15	20	12	2,36E+05	1,88E+05	0,623	78,8	28,8
16	31	13	3,66E+05	2,03E+05	0,891	112,4	37,1
17	17	9	2,01E+05	1,41E+05	0,706	89,2	36,8
18	14	6	1,65E+05	9,38E+04	0,872	110,0	53,7
19	18	10	2,13E+05	1,56E+05	0,673	85,0	33,5
20	15	7	1,77E+05	1,09E+05	0,801	101,1	46,3
21	15	8	1,77E+05	1,25E+05	0,701	88,6	38,8
22	29	15	3,43E+05	2,34E+05	0,723	91,3	29,0
23	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,794	100,3	43,0
24	18	9	2,13E+05	1,41E+05	0,748	94,4	38,5
25	39	20	4,61E+05	3,13E+05	0,729	92,1	25,3
26	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,748	94,4	36,6
27	23	10	2,72E+05	1,56E+05	0,860	108,5	41,1
28	27	16	3,19E+05	2,50E+05	0,631	79,8	25,2
29	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,714	90,2	33,8
30	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,748	94,4	36,6
31	23	14	2,72E+05	2,19E+05	0,614	77,7	26,3
32	25	15	2,95E+05	2,34E+05	0,623	78,8	25,7
33	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,794	100,3	43,0
34	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
35	25	16	2,95E+05	2,50E+05	0,584	73,9	23,7
36	14	7	1,65E+05	1,09E+05	0,748	94,4	43,7
37	21	10	2,48E+05	1,56E+05	0,785	99,1	38,1
38	15	9	1,77E+05	1,41E+05	0,623	78,8	33,2
39	40	17	4,73E+05	2,66E+05	0,880	110,9	32,1
40	22	10	2,60E+05	1,56E+05	0,822	103,8	39,6
41	19	8	2,24E+05	1,25E+05	0,888	112,0	47,2
42	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,794	100,3	43,0
43	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
44	22	12	2,60E+05	1,88E+05	0,685	86,6	31,1
45	18	9	2,13E+05	1,41E+05	0,748	94,4	38,5
46	23	12	2,72E+05	1,88E+05	0,717	90,5	32,2
47	18	10	2,13E+05	1,56E+05	0,673	85,0	33,5
48	34	12	4,02E+05	1,88E+05	1,059	133,4	44,8
49	23	15	2,72E+05	2,34E+05	0,573	72,5	24,1
50	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
Σ	1094	550	2,59E+05	1,72E+05	0,741	93,9	$\pm 5,2$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8644\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kapton})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=64,56 χ^2 calculé=8,93

pour 49 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	19	13	3,74E+05	2,54E+05	0,720	91,7	33,0
2	18	10	3,54E+05	1,95E+05	0,892	113,0	44,6
3	25	18	4,92E+05	3,52E+05	0,686	87,9	27,2
4	31	19	6,10E+05	3,71E+05	0,804	102,0	29,7
5	27	17	5,32E+05	3,32E+05	0,784	99,3	30,7
6	19	13	3,74E+05	2,54E+05	0,720	91,7	33,0
7	15	9	2,95E+05	1,76E+05	0,823	104,0	43,9
8	18	10	3,54E+05	1,95E+05	0,892	113,0	44,6
9	40	22	7,88E+05	4,30E+05	0,897	114,0	30,3
10	19	11	3,74E+05	2,15E+05	0,853	108,0	40,9
11	18	11	3,54E+05	2,15E+05	0,809	103,0	39,4
12	23	12	4,53E+05	2,34E+05	0,951	121,0	43,1
13	20	12	3,94E+05	2,34E+05	0,823	104,0	38,0
14	23	16	4,53E+05	3,13E+05	0,711	90,4	29,4
15	20	14	3,94E+05	2,73E+05	0,706	90,4	31,5
16	20	12	3,94E+05	2,34E+05	0,823	104,0	38,0
17	19	11	3,74E+05	2,15E+05	0,853	108,0	40,9
18	61	32	1,20E+06	6,25E+05	0,941	119,0	26,0
19	15	8	2,95E+05	1,56E+05	0,926	118,0	51,7
20	18	10	3,54E+05	1,95E+05	0,892	113,0	44,6
21	15	8	2,95E+05	1,56E+05	0,926	118,0	51,7
22	22	15	4,33E+05	2,93E+05	0,725	92,9	31,1
23	15	7	2,95E+05	1,37E+05	1,054	133,0	60,9
24	19	11	3,74E+05	2,15E+05	0,853	108,0	40,9
25	17	9	3,35E+05	1,76E+05	0,931	118,0	48,6
26	18	11	3,54E+05	2,15E+05	0,809	103,0	39,4
27	15	8	2,95E+05	1,56E+05	0,926	118,0	51,7
28	32	18	6,30E+05	3,52E+05	0,877	112,0	33,0
29	39	23	7,68E+05	4,49E+05	0,838	107,0	28,1
30	40	24	7,88E+05	4,69E+05	0,823	104,0	26,9
Σ	700	414	4,59E+05	2,70E+05	0,831	106,0	$\pm 6,9$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=5078,4\mu m^2$ et $S_l=5120\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kapton})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=42,55 χ^2 calculé=2,60

pour 29 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	22	11	2,60E+05	1,72E+05	0,748	94,4	34,9
2	23	10	2,72E+05	1,56E+05	0,860	108,5	41,1
3	19	9	2,24E+05	1,41E+05	0,789	99,6	40,3
4	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,748	94,4	36,6
5	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,748	94,4	36,6
6	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,710	89,7	35,1
7	20	9	2,36E+05	1,41E+05	0,831	104,8	42,1
8	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
9	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
10	22	12	2,60E+05	1,88E+05	0,685	86,6	31,1
11	21	9	2,48E+05	1,41E+05	0,872	110,0	43,8
12	20	11	2,36E+05	1,72E+05	0,680	85,9	32,2
13	19	9	2,24E+05	1,41E+05	0,789	99,6	40,3
14	18	8	2,13E+05	1,25E+05	0,841	106,1	45,1
15	22	9	2,60E+05	1,41E+05	0,914	115,2	45,6
16	27	14	3,19E+05	2,19E+05	0,721	91,1	30,0
17	18	8	2,13E+05	1,25E+05	0,841	106,1	45,1
18	19	8	2,24E+05	1,25E+05	0,888	112,0	47,2
19	15	8	1,77E+05	1,25E+05	0,701	88,6	38,8
20	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,794	100,3	43,0
21	18	9	2,13E+05	1,41E+05	0,748	94,4	38,5
22	18	8	2,13E+05	1,25E+05	0,841	106,1	45,1
23	18	10	2,13E+05	1,56E+05	0,673	85,0	33,5
24	19	9	2,24E+05	1,41E+05	0,789	81,6	33,0
25	18	9	2,13E+05	1,41E+05	0,748	94,4	38,5
26	18	9	2,13E+05	1,41E+05	0,748	106,1	43,3
27	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,794	100,3	43,0
28	17	10	2,01E+05	1,56E+05	0,636	100,3	40,0
29	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,714	90,2	33,6
30	17	10	2,01E+05	1,56E+05	0,636	114,5	45,6
31	17	7	2,01E+05	1,09E+05	0,908	114,5	51,4
32	20	9	2,36E+05	1,41E+05	0,831	94,4	37,9
33	16	9	1,89E+05	1,41E+05	0,665	84,0	35,0
34	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
35	22	12	2,60E+05	1,88E+05	0,685	86,6	31,1
36	19	8	2,24E+05	1,25E+05	0,888	112,0	47,2
37	22	11	2,60E+05	1,72E+05	0,748	94,4	34,9
Σ	706	346	2,25E+05	1,45E+05	0,763	97,2	$\pm 6,6$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8644\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kapton})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=52,76 χ^2 calculé=2,11

pour 36 degrés de liberté

Echantillon : **PRCA-02**

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	28	18	5,51E+05	3,52E+05	0,775	98,0	29,6
2	31	20	6,10E+05	3,91E+05	0,773	96,7	27,7
3	41	27	8,07E+05	5,27E+05	0,757	95,5	23,7
4	44	30	8,66E+05	5,86E+05	0,731	92,9	22,0
5	37	27	7,29E+05	5,27E+05	0,683	86,6	21,9
6	33	22	6,50E+05	4,30E+05	0,748	94,2	25,9
7	24	18	4,73E+05	3,52E+05	0,665	84,1	26,2
8	30	20	5,91E+05	3,91E+05	0,748	94,2	27,2
9	35	21	6,89E+05	4,10E+05	0,831	104,0	28,7
10	39	20	7,68E+05	3,91E+05	0,972	122,1	33,6
Σ	342	223	6,73 E+5	4,36 E+5	0,764	96,7	$\pm 8,5$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=5078,4\mu m^2$ et $S_i=5120\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

χ^2 théorique=16,91

χ^2 calculé=1,31

pour 9 degrés de liberté

Echantillon : **PRCA-03**

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	51	37	1,51E+06	1,11E+06	0,664	84,7	19,2
2	83	39	2,45E+06	1,17E+06	1,025	130,0	26,6
3	40	30	1,18E+06	9,01E+05	0,642	81,9	20,7
4	56	40	1,65E+06	1,20E+06	0,674	86,0	18,7
5	44	26	1,30E+06	7,81E+05	0,815	104,1	27,0
6	56	43	1,65E+06	1,29E+06	0,627	80,0	17,0
7	46	33	1,36E+06	9,92E+05	0,671	85,6	20,5
8	55	40	1,62E+06	1,20E+06	0,662	84,5	18,4
9	60	45	1,77E+06	1,35E+06	0,642	81,9	16,9
10	15	8	4,43E+05	2,40E+05	0,903	115,0	52,5
11	42	30	1,24E+06	9,01E+05	0,674	86,0	21,5
12	51	38	1,51E+06	1,14E+06	0,646	82,5	18,5
13	62	45	1,83E+06	1,35E+06	0,664	84,6	17,4
Σ	661	454	1,50E+06	1,05E+06	0,700	89,4	$\pm 5,7$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=3385,6\mu m^2$ et $S_i=3328\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

χ^2 théorique=21,06

χ^2 calculé=5,67

pour 12 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	6	4	1,18E+05	7,81E+04	0,748	94,4	61,0
2	12	7	2,36E+05	1,37E+05	0,854	107,8	51,3
3	41	33	8,07E+05	6,45E+05	0,619	78,3	18,3
4	6	3	1,18E+05	5,86E+04	0,997	125,6	88,8
5	16	13	3,15E+05	2,54E+05	0,613	77,6	29,0
6	24	19	4,73E+05	3,71E+05	0,630	79,6	24,4
7	47	35	9,25E+05	6,84E+05	0,669	84,6	18,9
8	7	4	1,38E+05	7,81E+04	0,872	110,0	69,0
9	42	34	8,27E+05	6,64E+05	0,616	77,9	18,0
10	67	45	1,32E+06	8,79E+05	0,742	93,7	18,1
11	4	3	7,88E+04	5,86E+04	0,665	84,0	64,2
12	14	11	2,76E+05	2,15E+05	0,634	80,2	32,3
13	13	8	2,56E+05	1,56E+05	0,810	102,2	45,9
14	30	18	5,91E+05	3,52E+05	0,831	104,8	31,3
15	32	17	6,30E+05	3,32E+05	0,938	118,3	35,5
16	10	7	1,97E+05	1,37E+05	0,712	90,0	44,3
17	45	30	8,86E+05	5,86E+05	0,748	94,4	22,3
18	53	34	1,04E+06	6,64E+05	0,777	98,1	21,6
19	10	6	1,97E+05	1,17E+05	0,831	104,8	54,1
20	20	17	3,94E+05	3,32E+05	0,586	74,2	24,5
21	46	37	9,06E+05	7,23E+05	0,620	78,4	17,3
22	13	5	2,56E+05	9,77E+04	1,296	162,8	85,7
23	39	21	7,68E+05	4,10E+05	0,926	116,7	31,6
24	31	28	6,10E+05	5,47E+05	0,552	69,8	18,2
25	13	7	2,56E+05	1,37E+05	0,926	116,7	54,7
26	72	60	1,42E+06	1,17E+06	0,598	75,7	13,2
27	44	24	8,66E+05	4,69E+05	0,914	115,2	29,2
28	68	41	1,34E+06	8,01E+05	0,827	104,3	20,6
29	30	27	5,91E+05	5,27E+05	0,554	70,1	18,6
30	32	26	6,30E+05	5,08E+05	0,613	77,6	20,5
31	23	14	4,53E+05	2,73E+05	0,819	103,3	35,0
32	50	38	9,85E+05	7,42E+05	0,656	82,9	17,8
33	41	34	8,07E+05	6,64E+05	0,601	76,0	17,6
34	20	15	3,94E+05	2,93E+05	0,665	84,0	28,7
35	7	4	1,38E+05	7,81E+04	0,872	110,0	69,0
36	25	20	4,92E+05	3,91E+05	0,623	78,8	23,6
37	25	20	4,92E+05	3,91E+05	0,623	78,8	23,6
38	70	53	1,38E+06	1,04E+06	0,658	83,2	15,2
39	7	8	1,38E+05	1,56E+05	0,436	55,2	28,6
40	32	29	6,30E+05	5,66E+05	0,550	69,6	17,8
41	24	12	4,73E+05	2,34E+05	0,997	125,6	44,4
42	40	32	7,88E+05	6,25E+05	0,623	78,8	18,7
43	80	80	1,58E+06	1,56E+06	0,498	63,1	10,0
44	37	26	7,29E+05	5,08E+05	0,709	89,6	22,9
45	15	15	2,95E+05	2,93E+05	0,498	63,1	23,0
46	23	17	4,53E+05	3,32E+05	0,674	85,2	27,3
Σ	1406	1041	6,02E+05	4,42E+05	0,673	85,1	$\pm 3,8$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=5078,4\mu m^2$ et $S_l=5120\mu m^2$;
Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=61,63 χ^2 calculé=20,14

pour 45 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	45	39	5,32E+05	6,09E+05	0,431	54,6	11,9
2	29	18	3,43E+05	2,81E+05	0,602	76,2	22,9
3	24	15	2,84E+05	2,34E+05	0,598	75,7	24,9
4	29	22	3,43E+05	3,44E+05	0,493	62,4	17,6
5	44	30	5,20E+05	4,69E+05	0,548	69,4	16,4
6	44	29	5,20E+05	4,53E+05	0,567	71,8	17,2
7	14	10	1,65E+05	1,56E+05	0,523	66,2	27,4
8	18	10	2,13E+05	1,56E+05	0,673	85,0	33,5
9	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,710	89,7	35,0
10	12	5	1,42E+05	7,81E+04	0,897	113,1	60,2
11	18	6	2,13E+05	9,38E+04	1,122	141,1	66,5
12	46	20	5,43E+05	3,13E+05	0,860	108,5	29,1
13	30	11	3,54E+05	1,72E+05	1,020	128,4	45,3
14	12	8	1,42E+05	1,25E+05	0,561	70,9	32,4
15	26	23	3,07E+05	3,59E+05	0,423	53,5	15,3
16	60	33	7,09E+05	5,16E+05	0,680	85,9	18,6
17	23	8	2,72E+05	1,25E+05	1,075	135,3	55,5
18	23	15	2,72E+05	2,34E+05	0,573	72,5	24,1
19	14	10	1,65E+05	1,56E+05	0,523	66,2	27,4
20	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,748	94,4	36,6
21	14	5	1,65E+05	7,81E+04	1,047	131,8	68,7
22	16	12	1,89E+05	1,88E+05	0,498	63,1	24,1
23	16	8	1,89E+05	1,25E+05	0,748	94,4	40,9
24	17	5	2,01E+05	7,81E+04	1,271	159,7	81,2
25	22	5	2,60E+05	7,81E+04	1,645	205,9	102,0
26	49	8	5,79E+05	1,25E+05	2,290	284,9	108,6
27	31	12	3,66E+05	1,88E+05	0,966	121,7	41,4
28	46	15	5,43E+05	2,34E+05	1,146	144,2	42,9
29	53	36	6,26E+05	5,63E+05	0,550	69,6	15,0
30	35	20	4,14E+05	3,13E+05	0,654	82,7	23,2
31	32	21	3,78E+05	3,28E+05	0,570	72,1	20,2
32	28	10	3,31E+05	1,56E+05	1,047	131,8	48,6
Σ	909	489	3,36E+05	2,39E+05	0,695	87,8	$\pm 5,2$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8644\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=46,77 χ^2 calculé=41,29

pour 31 degrés de liberté

Echantillon : JARN-08

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	27	14	3,19E+05	2,19E+05	0,715	91,1	30,0
2	30	16	3,54E+05	2,50E+05	0,695	88,6	27,4
3	23	12	2,72E+05	1,88E+05	0,710	90,5	32,2
4	32	14	3,78E+05	2,19E+05	0,847	107,8	34,5
5	28	14	3,31E+05	2,19E+05	0,741	94,4	30,9
6	35	16	4,14E+05	2,50E+05	0,810	103,2	31,1
7	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,707	90,2	33,6
8	21	11	2,48E+05	1,72E+05	0,707	90,2	33,6
9	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,704	89,7	35,1
10	31	15	3,66E+05	2,34E+05	0,766	97,5	30,7
11	25	14	2,95E+05	2,19E+05	0,662	84,4	28,2
12	20	9	2,36E+05	1,41E+05	0,662	84,4	28,2
13	20	10	2,36E+05	1,56E+05	0,741	94,4	25,2
14	23	12	2,72E+05	1,88E+05	0,710	90,5	32,2
15	18	10	2,13E+05	1,56E+05	0,667	85,0	33,5
16	42	21	4,96E+05	3,28E+05	0,741	94,4	25,2
17	17	9	2,01E+05	1,41E+05	0,700	89,2	36,8
18	23	12	2,72E+05	1,88E+05	0,710	90,5	32,2
19	26	14	3,07E+05	2,19E+05	0,688	87,7	29,1
20	27	16	3,19E+05	2,50E+05	0,625	79,8	25,2
21	29	13	3,43E+05	2,03E+05	0,827	105,2	35,1
22	36	16	4,25E+05	2,50E+05	0,834	106,1	31,9
23	24	13	2,84E+05	2,03E+05	0,834	106,1	31,9
24	26	12	3,07E+05	1,88E+05	0,803	102,2	35,7
25	28	10	3,31E+05	1,56E+05	1,037	131,8	48,6
26	19	10	2,24E+05	1,56E+05	0,704	89,7	35,1
27	43	26	5,08E+05	4,06E+05	0,613	78,2	19,4
28	25	10	2,95E+05	1,56E+05	0,926	117,8	44,1
29	19	9	2,24E+05	1,41E+05	0,782	99,6	40,3
30	19	12	2,24E+05	1,88E+05	0,587	74,9	27,6
Σ	776	391	3,06E+05	2,04E+05	0,735	93,7	$\pm 6,1$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8644\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

χ^2 théorique=42,55

χ^2 calculé=3,60

pour 29 degrés de liberté

Echantillon : PRCA-09

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	11	8	1,62E+05	1,25E+05	0,637	81,2	37,7
2	7	3	1,03E+05	4,69E+04	1,081	137,2	94,7
3	13	5	1,92E+05	7,81E+04	1,204	152,7	80,4
4	11	6	1,62E+05	9,38E+04	0,849	108,1	54,9
5	8	9	1,18E+05	1,41E+05	0,412	52,6	25,6
6	13	5	1,92E+05	7,81E+04	1,204	152,7	80,4
7	9	6	1,33E+05	9,38E+04	0,695	88,6	46,7
8	11	7	1,62E+05	1,09E+05	0,728	92,8	44,9
9	12	7	1,77E+05	1,09E+05	0,794	101,1	48,1
10	5	5	7,38E+04	7,81E+04	0,463	59,2	37,4
11	10	4	1,48E+05	6,25E+04	1,158	146,9	86,9
12	10	7	1,48E+05	1,09E+05	0,662	84,4	41,6
13	14	3	2,07E+05	4,69E+04	2,161	271,6	172,8
14	10	4	1,48E+05	6,25E+04	1,158	146,9	86,9
15	9	3	1,33E+05	4,69E+04	1,389	175,9	117,3
16	7	5	1,03E+05	7,81E+04	0,648	82,7	48,4
17	8	4	1,18E+05	6,25E+04	0,926	117,8	72,1
18	12	4	1,77E+05	6,25E+04	1,389	175,9	101,6
19	11	7	1,62E+05	1,09E+05	0,728	92,8	44,9
20	17	7	2,51E+05	1,09E+05	1,125	142,8	64,1
21	11	7	1,62E+05	1,09E+05	0,728	92,8	44,9
22	11	7	1,62E+05	1,09E+05	0,728	92,8	44,9
23	9	5	1,33E+05	7,81E+04	0,834	106,1	59,2
24	13	4	1,92E+05	6,25E+04	1,505	190,4	108,9
25	11	5	1,62E+05	7,81E+04	1,019	129,5	69,8
26	10	7	1,48E+05	1,09E+05	0,662	84,4	41,6
27	13	10	1,92E+05	1,56E+05	0,602	76,8	32,3
28	15	9	2,22E+05	1,41E+05	0,772	98,3	41,4
29	7	2	1,03E+05	3,13E+04	1,621	204,8	164,2
30	8	6	1,18E+05	9,38E+04	0,618	78,8	42,6
31	13	7	1,92E+05	1,09E+05	0,860	109,5	51,3
32	11	6	1,62E+05	9,38E+04	0,849	108,1	54,9
33	10	6	1,48E+05	9,38E+04	0,772	98,3	50,8
34	21	19	3,10E+05	2,97E+05	0,512	65,4	20,7
Σ	371	209	1,61E+05	9,60E+04	0,822	104,7	$\pm 9,2$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8464\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

χ^2 théorique=46,77

χ^2 calculé=15,80

pour 33 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	41	17	1,21E+06	4,43E+05	1,340	169,8	49,0
2	30	15	8,86E+05	3,91E+05	1,112	141,1	44,6
3	28	25	8,27E+05	6,51E+05	0,622	79,4	21,9
4	35	15	1,03E+06	3,91E+05	1,297	164,3	50,7
5	32	24	9,45E+05	6,25E+05	0,741	94,4	25,5
6	38	24	1,12E+06	6,25E+05	0,880	112,0	29,2
7	32	20	9,45E+05	5,21E+05	0,889	113,1	32,3
8	42	19	1,24E+06	4,95E+05	1,229	155,8	43,1
9	27	13	7,97E+05	3,39E+05	1,154	146,5	49,5
10	17	10	5,02E+05	2,60E+05	0,945	120,2	47,9
11	29	16	8,57E+05	4,17E+05	1,007	128,0	39,9
12	20	11	5,91E+05	2,86E+05	1,010	128,4	48,2
13	45	31	1,33E+06	8,07E+05	0,807	102,7	24,0
14	33	23	9,75E+05	5,99E+05	0,797	101,6	27,6
15	33	32	9,75E+05	8,33E+05	0,573	73,2	18,1
16	23	17	6,79E+05	4,43E+05	0,752	95,8	30,6
17	49	30	1,45E+06	7,81E+05	0,908	115,5	26,8
18	30	22	8,86E+05	5,73E+05	0,758	96,6	27,1
19	28	14	8,27E+05	3,65E+05	1,112	141,1	46,2
20	24	15	7,09E+05	3,91E+05	0,889	113,1	37,2
21	35	18	1,03E+06	4,69E+05	1,081	137,2	39,8
22	31	18	9,16E+05	4,69E+05	0,957	121,7	36,1
23	30	20	8,86E+05	5,21E+05	0,834	106,1	30,6
24	32	25	9,45E+05	6,51E+05	0,711	90,7	24,2
25	22	15	6,50E+05	3,91E+05	0,815	103,8	34,8
26	34	20	1,00E+06	5,21E+05	0,945	120,2	33,9
27	15	9	4,43E+05	2,34E+05	0,926	117,8	49,7
28	38	15	1,12E+06	3,91E+05	1,408	178,2	54,4
29	60	23	1,77E+06	5,99E+05	1,450	183,5	45,0
30	21	17	6,20E+05	4,43E+05	0,687	87,5	28,6
31	24	14	7,09E+05	3,65E+05	0,953	121,2	40,7
32	33	14	9,75E+05	3,65E+05	1,310	166,0	52,9
33	24	12	7,09E+05	3,13E+05	1,112	141,1	49,9
34	25	20	7,38E+05	5,21E+05	0,695	88,6	26,6
35	30	18	8,86E+05	4,69E+05	0,926	117,8	35,1
36	25	14	7,38E+05	3,65E+05	0,992	126,2	42,1
37	25	15	7,38E+05	3,91E+05	0,926	117,8	38,5
38	28	17	8,27E+05	4,43E+05	0,915	116,4	35,8
39	27	18	7,97E+05	4,69E+05	0,834	106,1	32,3
40	27	22	7,97E+05	5,73E+05	0,682	87,0	25,0
41	30	18	8,86E+05	4,69E+05	0,926	117,8	35,1
42	20	13	5,91E+05	3,39E+05	0,855	108,8	38,8
43	19	11	5,61E+05	2,86E+05	0,960	122,1	46,2
44	19	14	5,61E+05	3,65E+05	0,754	96,1	33,8
45	25	18	7,38E+05	4,69E+05	0,772	98,3	30,4
46	17	11	5,02E+05	2,86E+05	0,859	109,3	42,3
47	15	8	4,43E+05	2,08E+05	1,042	132,4	58,0
48	19	8	5,61E+05	2,08E+05	1,320	167,2	70,5
49	48	20	1,42E+06	5,21E+05	1,334	169,0	45,0
50	14	9	3,65E+05	2,34E+05	0,865	110,0	47,0
Σ	1448	867	8,55E+05	4,52E+05	0,937	118,0	$\pm 5,5$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=3381\mu m^2$ et $S_l=3840\mu m^2$;
Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f. Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=64,56 χ^2 calculé=30,74

pour 49 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_l	$(\rho_s/\rho_l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	64	43	7,56E+05	6,72E+05	0,551	70,4	13,9
2	9	2	1,06E+05	3,13E+04	1,667	210,5	164,6
3	26	22	3,07E+05	3,44E+05	0,438	56,0	16,2
4	21	8	2,48E+05	1,25E+05	0,973	123,7	51,4
5	15	10	1,77E+05	1,56E+05	0,556	70,9	29,0
6	73	15	8,62E+05	2,34E+05	1,803	227,4	64,5
7	48	30	5,67E+05	4,69E+05	0,593	75,7	17,6
8	30	30	3,54E+05	4,69E+05	0,371	47,4	12,2
9	16	3	1,89E+05	4,69E+04	1,976	248,8	156,5
10	17	8	2,01E+05	1,25E+05	0,787	100,3	43,0
11	16	4	1,89E+05	6,25E+04	1,482	187,5	104,8
12	11	2	1,30E+05	3,13E+04	2,038	256,4	197,1
13	48	17	5,67E+05	2,66E+05	1,046	132,9	37,5
14	20	5	2,36E+05	7,81E+04	1,482	187,5	93,7
15	78	42	9,22E+05	6,56E+05	0,688	87,7	16,8
16	16	4	1,89E+05	6,25E+04	1,482	187,5	104,8
17	30	10	3,54E+05	1,56E+05	1,112	141,1	51,5
18	25	5	2,95E+05	7,81E+04	1,853	233,5	114,4
19	18	4	2,13E+05	6,25E+04	1,667	210,5	116,4
20	67	45	7,92E+05	7,03E+05	0,552	70,4	13,6
21	21	7	2,48E+05	1,09E+05	1,112	141,1	61,6
22	22	5	2,60E+05	7,81E+04	1,630	205,9	102,0
Σ	691	321	3,71E+05	2,28E+05	0,796	149	$\pm 69,0$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=8644\mu m^2$ et $S_l=6400\mu m^2$;
Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f. Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_l , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=32,67 χ^2 calculé=83,28

pour 21 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	$(\rho_s/\rho_i) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	28	12	4,14E+05	1,88E+05	1,081	137,2	47,4
2	28	14	4,14E+05	2,19E+05	0,926	117,8	38,6
3	26	11	3,84E+05	1,72E+05	1,095	139,0	50,0
4	29	12	4,28E+05	1,88E+05	1,119	142,1	48,8
5	16	9	2,36E+05	1,41E+05	0,823	104,8	43,7
6	25	12	3,69E+05	1,88E+05	0,965	122,7	43,1
7	27	18	3,99E+05	2,81E+05	0,695	88,6	26,9
8	25	10	3,69E+05	1,56E+05	1,158	146,9	55,0
9	24	12	3,54E+05	1,88E+05	0,926	117,8	41,7
10	20	10	2,95E+05	1,56E+05	0,926	117,8	45,6
11	20	13	2,95E+05	2,03E+05	0,713	90,8	32,4
12	22	10	3,25E+05	1,56E+05	1,019	129,5	49,4
13	30	15	4,43E+05	2,34E+05	0,926	117,8	37,3
14	24	12	3,54E+05	1,88E+05	0,926	117,8	41,7
15	27	12	3,99E+05	1,88E+05	1,042	132,4	45,9
16	28	14	4,14E+05	2,19E+05	0,926	117,8	38,6
17	17	7	2,51E+05	1,09E+05	1,125	142,8	64,1
18	20	7	2,95E+05	1,09E+05	1,323	167,7	73,6
19	24	9	3,54E+05	1,41E+05	1,235	156,6	61,2
20	25	14	3,69E+05	2,19E+05	0,827	105,3	35,1
21	23	9	3,40E+05	1,41E+05	1,184	150,2	59,0
22	27	9	3,99E+05	1,41E+05	1,389	175,9	67,7
23	19	10	2,81E+05	1,56E+05	0,880	112,0	43,7
24	34	16	5,02E+05	2,50E+05	0,984	125,1	37,9
25	19	10	2,81E+05	1,56E+05	0,880	112,0	43,7
26	22	13	3,25E+05	2,03E+05	0,784	99,8	34,9
27	25	12	3,69E+05	1,88E+05	0,965	122,7	43,1
28	22	13	3,25E+05	2,03E+05	0,784	99,8	34,9
29	21	10	3,10E+05	1,56E+05	0,973	123,7	47,5
30	26	15	3,84E+05	2,34E+05	0,803	102,2	33,1
31	20	10	2,95E+05	1,56E+05	0,926	117,8	45,6
32	22	12	3,25E+05	1,88E+05	0,849	108,1	38,8
33	22	10	3,25E+05	1,56E+05	1,019	129,5	49,4
34	22	11	3,25E+05	1,72E+05	0,926	117,8	43,5
35	22	10	3,25E+05	1,56E+05	1,019	129,5	49,4
36	20	9	2,95E+05	1,41E+05	1,029	130,8	52,5
37	19	11	2,81E+05	1,72E+05	0,800	101,9	38,6
38	24	15	3,54E+05	2,34E+05	0,741	94,4	31,1
39	19	11	2,81E+05	1,72E+05	0,800	101,9	38,6
40	23	15	3,40E+05	2,34E+05	0,710	90,5	30,0
41	20	8	2,95E+05	1,25E+05	1,158	146,9	61,5
42	19	7	2,81E+05	1,09E+05	1,257	159,4	70,5
43	23	17	3,40E+05	2,66E+05	0,627	79,9	25,6
Σ	998	496	3,43E+05	1,80E+05	0,932	119	$\pm 6,9$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=6771,2\mu m^2$ et $S_i=6400\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_i , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=58,69 χ^2 calculé=10,53

pour 42 degrés de liberté

Grain	Ns	Ni	ρ_s	ρ_i	$(\rho_s/\rho_i) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	30	26	8,86E+05	6,77E+05	0,642	81,8	21,9
2	38	36	1,12E+06	9,38E+05	0,583	74,3	17,3
3	31	24	9,16E+05	6,25E+05	0,720	91,7	24,9
4	31	27	9,16E+05	7,03E+05	0,637	81,2	21,4
5	32	28	9,45E+05	7,29E+05	0,637	81,2	21,0
6	18	15	5,32E+05	3,91E+05	0,666	84,8	29,6
7	24	19	7,09E+05	4,95E+05	0,701	89,3	27,4
8	30	25	8,86E+05	6,51E+05	0,666	84,8	23,0
9	29	24	8,57E+05	6,25E+05	0,671	85,5	23,6
10	23	19	6,79E+05	4,95E+05	0,671	85,5	26,5
11	23	19	6,79E+05	4,95E+05	0,671	85,5	26,5
12	25	22	7,38E+05	5,73E+05	0,632	80,5	23,5
13	31	25	9,16E+05	6,51E+05	0,691	88	23,7
14	26	22	7,68E+05	5,73E+05	0,657	83,7	24,2
15	28	25	8,27E+05	6,51E+05	0,622	79,3	21,8
16	23	16	6,79E+05	4,17E+05	0,799	102	33,2
17	17	15	5,02E+05	3,91E+05	0,627	79,9	28,3
18	20	16	5,91E+05	4,17E+05	0,696	88,6	29,7
19	34	25	1,00E+06	6,51E+05	0,755	96,1	25,3
20	30	22	8,86E+05	5,73E+05	0,760	96,7	27,1
21	28	17	8,27E+05	4,43E+05	0,916	116	35,7
22	22	16	6,50E+05	4,17E+05	0,764	97,2	31,9
23	26	16	7,68E+05	4,17E+05	0,902	115	36,5
24	34	31	1,00E+06	8,07E+05	0,608	77,5	19,2
25	29	25	8,57E+05	6,51E+05	0,647	82,4	22,5
26	25	19	7,38E+05	4,95E+05	0,730	92,9	28,3
27	23	20	6,79E+05	5,21E+05	0,637	81,2	24,8
28	19	17	5,61E+05	4,43E+05	0,622	79,3	26,5
29	17	15	5,02E+05	3,91E+05	0,627	79,9	28,3
30	23	17	6,79E+05	4,43E+05	0,750	95,5	30,5
31	22	18	6,50E+05	4,69E+05	0,681	86,7	27,6
32	23	19	6,79E+05	4,95E+05	0,671	85,5	26,5
33	17	12	5,02E+05	3,13E+05	0,784	99,8	37,6
34	27	25	7,97E+05	6,51E+05	0,598	76,2	21,2
35	18	15	5,32E+05	3,91E+05	0,666	84,8	29,6
36	25	17	7,38E+05	4,43E+05	0,818	104	32,7
37	20	15	5,91E+05	3,91E+05	0,740	94,2	32,2
38	21	21	6,20E+05	5,47E+05	0,554	70,7	21,8
39	21	19	6,20E+05	4,95E+05	0,613	78,1	24,7
40	31	20	9,16E+05	5,21E+05	0,862	110	31,5
41	22	13	6,50E+05	3,39E+05	0,941	120	42,0
42	28	14	8,27E+05	3,65E+05	1,112	141	46,2
43	25	18	7,38E+05	4,69E+05	0,769	97,9	30,3
Σ	1089	869	7,48E+05	5,26E+05	0,697	88,8	$\pm 4,3$ Ma

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=3385,6\mu m^2$ et $S_i=3840\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,49$ (c.f.Chap.II.2);
 ρ_s et ρ_i , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_i , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

 χ^2 théorique=58,69 χ^2 calculé=8,91

pour 42 degrés de liberté

Echantillon : **PRCA-16**

Grain	Ns	Ni	ρs	ρl	$(\rho s/\rho l) \times g$	Age (Ma)	95%I.C. (Ma)
1	7	7	1,38E+05	1,38E+05	0,510	65,1	34,8
2	4	2	7,88E+04	3,94E+04	1,020	129,6	112,3
3	12	7	2,36E+05	1,38E+05	0,874	111,3	52,9
4	7	3	1,38E+05	5,91E+04	1,190	151,0	104,2
5	19	12	3,74E+05	2,36E+05	0,808	102,8	37,9
6	6	9	1,18E+05	1,77E+05	0,340	43,5	22,9
7	8	4	1,58E+05	7,88E+04	1,020	129,6	79,4
8	5	4	9,85E+04	7,88E+04	0,638	81,3	54,5
9	8	7	1,58E+05	1,38E+05	0,583	74,4	38,5
10	7	4	1,38E+05	7,88E+04	0,893	113,6	71,2
11	6	4	1,18E+05	7,88E+04	0,765	97,5	62,9
12	5	6	9,85E+04	1,18E+05	0,425	54,3	32,9
13	6	7	1,18E+05	1,38E+05	0,437	55,9	31,1
14	6	3	1,18E+05	5,91E+04	1,020	129,6	91,7
15	9	4	1,77E+05	7,88E+04	1,148	145,6	87,5
16	8	3	1,58E+05	5,91E+04	1,360	172,3	116,6
17	7	6	1,38E+05	1,18E+05	0,595	75,9	42,2
18	4	4	7,88E+04	7,88E+04	0,510	65,1	46,1
19	5	3	9,85E+04	5,91E+04	0,850	108,2	79,0
20	6	6	1,18E+05	1,18E+05	0,510	65,1	37,6
21	7	5	1,38E+05	9,85E+04	0,714	91,0	53,3
22	8	6	1,58E+05	1,18E+05	0,680	86,7	46,8
23	8	3	1,58E+05	5,91E+04	1,360	172,3	116,6
24	6	4	1,18E+05	7,88E+04	0,765	97,5	62,9
Σ	174	123	1,43E+05	1,01E+05	0,723	92	$\pm 11,0$ Ma

ANNEXE D

Ns et Ni, respectivement nombre de traces fossiles et induites comptées dans les surfaces $S_s=5078,4\mu m^2$ et $S_l=5078,4\mu m^2$;
 Le facteur de géométrie g utilisé pour cet échantillon: $g(\text{kaptan})=0,51$ (c.f.Chap.II.2);
 ρs et ρl , densités de traces/cm² correspondantes; en bas du tableau: ΣN_s et ΣN_l , nombre total de traces fossiles et induites, densités, âge et erreur à 95% d'intervalle de confiance; χ^2 : test du khi-deux (Chap.I.3.2)

χ^2 théorique=52,76

χ^2 calculé=18,98

pour 23 degrés de liberté

Tableaux de classification des bassins sédimentaires d'après Kemme (1980).

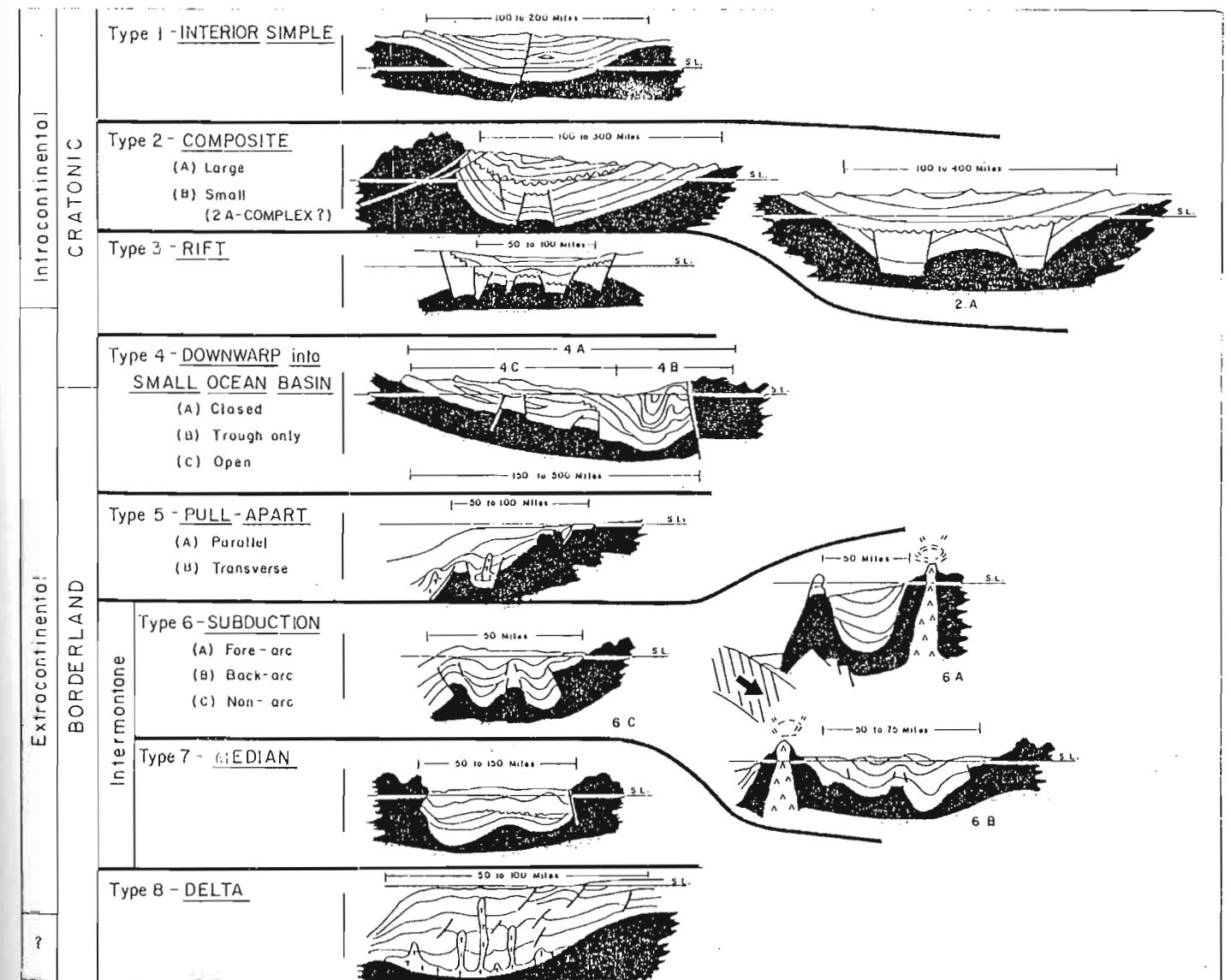


Figure I - Coupes schématiques pour différents types et sub-types de bassins.

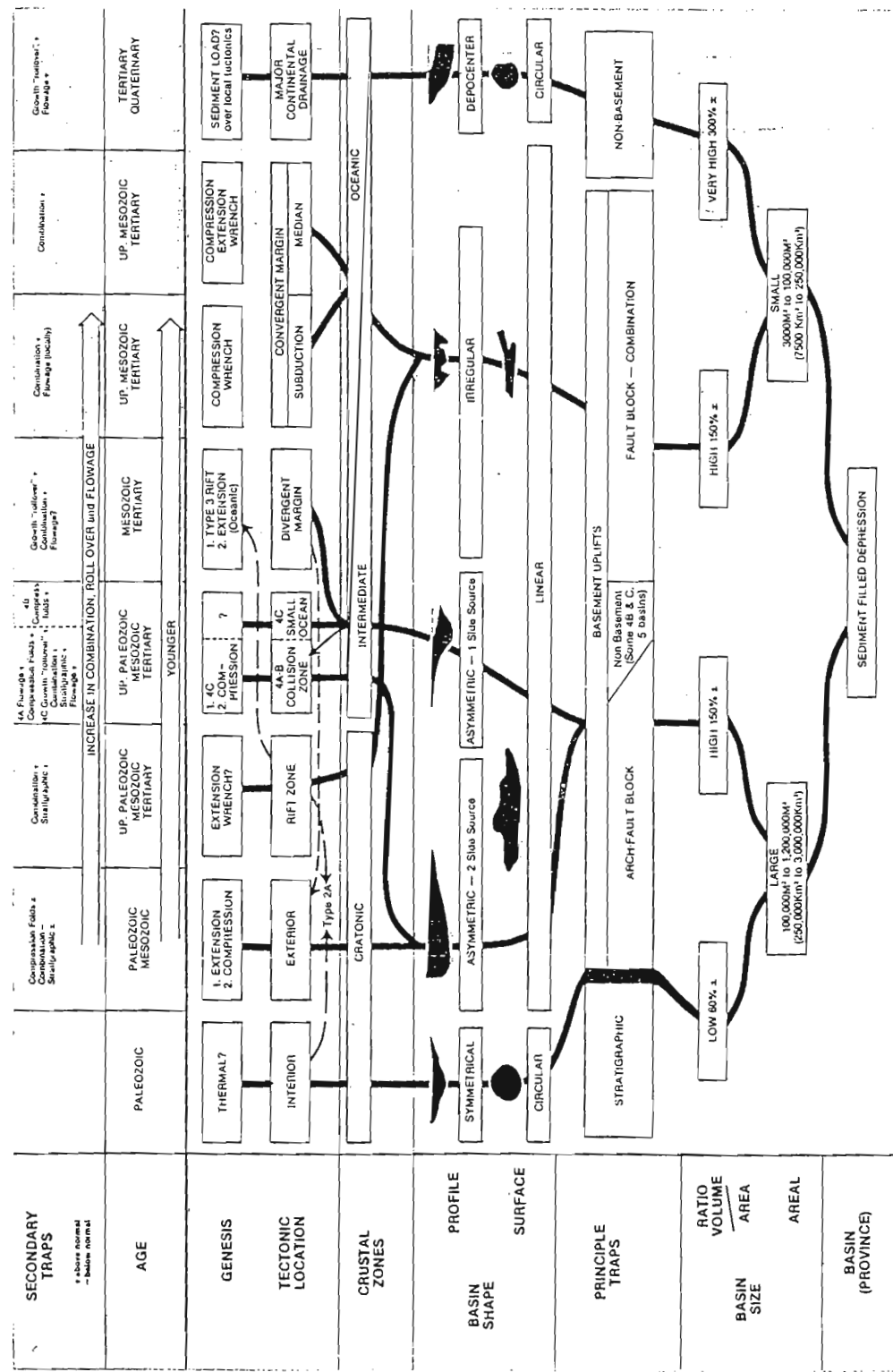


Figure 2 - Diagramme de classification des bassins, avec ses caractéristiques, statistiques et inférences.

ANNEXE E

ANNEXE E

Les mesures de longueurs de traces confinées et projetées ont été effectuées sur une table à digitaliser Kurta IS/ONE 12 x 12. Le programme d'acquisition de données a été écrit en GW Basic par P. Vittoz. Une fois les données acquises, le programme calcule la moyenne, l'écart-type, la déviation standard, le nombre de traces supérieure à 10 μm et le C_s ou C_i .

```

1 CLS : LOCATE 1 , 15 : PRINT «Comptage et mesure des traces de fission»
2 LOCATE 2 , 25 : PRINT «Grenoble PV1 . 00»
3 ON ERROR GOTO 5000
9 REM Lecture du fichier de calibration
10 GOSUB 500
20 C=1 : REM Numéro de port série utilisé
29 REM Affichage menu et sélection
30 GOSUB 600
40 IF CHOIX% = 1 THEN GOSUB 1000
50 IF CHOIX% = 2 THEN GOSUB 2000
60 IF CHOIX% = 3 THEN GOSUB 3000
70 IF CHOIX% = 4 THEN GOSUB 4000
75 IF CHOIX% = 5 THEN SHELL «stat»
80 IF CHOIX% = 6 THEN CLS : PRINT «Fin du traitement...Ciao» : SYSTEM
90 GOTO 30
500 REM Lecture de la Calibration
510 ON ERROR GOTO 5010
515 CALIB% = 0
520 OPEN «calib.dat» FOR INPUT AS #1
530 INPUT #1 , ECH
540 CLOSE #1
550 RETURN
600 REM Routine affichage menu et sélection dans choix
610 CLS
620 LOCATE 1 , 15 : PRINT «Comptage et mesure des traces de fission»
630 LOCATE 2 , 25 : PRINT «Grenoble PV1 . 00»
640 LOCATE 10 , 25 : PRINT «1- Aide»
650 LOCATE 11 , 25 : PRINT «2- Calibration»
660 LOCATE 12 , 25 : PRINT «3- Comptage»
670 LOCATE 13 , 25 : PRINT «4- Mesure des longueurs»
675 LOCATE 14 , 25 : PRINT «5- Statistiques»
680 LOCATE 15 , 25 : PRINT «6- quitter»
690 LOCATE 17 , 30 : PRINT «Votre choix : «;:INPUT CHOIX%
700 IF CHOIX% < 1 AND CHOIX > 5 GOTO 610
710 RETURN
1000 REM Aide
1010 CLS : LOCATE 1,15 : PRINT «Comptage et mesure des traces de fission»
1020 LOCATE 2 , 25 : PRINT «Grenoble PV1 . 00»
1030 LOCATE 4 , 30 : PRINT «Aide»
1040 PRINT
1050 PRINT « Ce programme est spécialement adapté pour la table à digitaliser KURTA»
1060 PRINT « Il permet :»
1070 PRINT « 1- La calibration de la table. Elle est réalisée sur un nombre»
1080 PRINT « de mesures que l'utilisateur doit fixer. Il faut ensuite «
1090 PRINT « indiquer la longueur de référence. Il s'agit alors de faire»
1100 PRINT « les N mesures consécutives. On pointe la première extrémité»
1110 PRINT « puis la seconde.»
1120 PRINT « le nombre final sera sauvegardé dans un fichier * . CPT. Si «
1130 PRINT « celui-ci existe déjà, on pourra soit le remplacer soit «

```

```

1140 PRINT « quitter. »
1150 PRINT « 2- Compter le nombre de traces sur une lame. Le programme joue»
1160 PRINT « alors comme un compteur. Les boutons ont alors les signifi-»
1165 PRINT « -cations suivantes :»
1170 PRINT « - rose : ajoute 1»
1180 PRINT « - vert : soustrait 1»
1190 PRINT « - bleu : quitte»
1192 PRINT : PRINT « APPUYER SUR UNE TOUCHE»
1193 T$=»»:WHILE T$=»»: T$=INKEY$:WEND
1210 CLS:LOCATE 1,15:PRINT «Comptage et mesure des traces de fission»
1220 LOCATE 2,25:PRINT «Grenoble PV1 . 00»
1230 LOCATE 4,30:PRINT «Aide (suite)»
1240 PRINT
1250 PRINT « 3- Mesurer les longueurs des traces; La procédure de mesure est»
1260 PRINT « identique à celle de la calibration; dans ce cas le bouton»
1270 PRINT « bleu permet de quitter.»
1280 PRINT « Les mesures sont sauvgardées dans un fichier *.LNG. Si «
1290 PRINT « celui-ci existe déjà, on pourra le remplacer, ajouter les»
1300 PRINT « nouvelles mesures à la suite ou quitter»
1310 PRINT:PRINT «APPUYER SUR UNE TOUCHE»
1320 T$=»»:WHILE T$=»»:T$=INKEY$:WEND
1330 RETURN
2000 REM Calibration
2010 CLS
2020 LOCATE 1,15:PRINT «Comptage et mesure des traces de fission»
2030 LOCATE 2,25:PRINT «Grenoble PV1 . 00»
2040 LOCATE 5,15:PRINT «Calibration de la table à digitaliser»
2050 LOCATE 7,20:PRINT «Nombre de mesures pour calibrer : «;:INPUT NBCALIB
2055 LOCATE 8,20:PRINT «Longueurs en microns : «;: INPUT REF
2060 ON ERROR GOTO 5100
2065 IF C=1 THEN OPEN «com1:9600,N,7» AS #1
2070 IF C=2 THEN OPEN «com2:9600,N,7» AS #1
2080 FIELD 1,24 AS TEST$
2085 MOYENNE=0 : LONGUEUR=0
2090 FOR I=1 TO NBCALIB
2095 LOCATE 12,20:PRINT «MESURE»;I
2100 GOSUB 6000
2104 LOCATE 15,20: PRINT «
2105 LOCATE 12,35: PRINT «Longueur »;LONGUEUR
2106 LOCATE 15,20 : PRINT «Pour garder la mesure : bouton rose»
2107 LOCATE 16,20 : PRINT «Pour rejeter la mesure : bouton vert»
2108 GOSUB 7000
2109 IF BOUTTON=8 THEN I=I-1
2110 IF BOUTTON=2 THEN MOYENNE=MOYENNE+LONGUEUR
2111 LOCATE 15,20 : PRINT « «
2112 LOCATE 16,20 : PRINT « «
2113 LOCATE 12,20 : PRINT « «
2120 NEXT I
2130 MOYENNE = MOYENNE / NBCALIB
2140 ECH = REF/MOYENNE
2150 CLOSE #1
2160 OPEN «calib.dat» FOR OUTPUT AS #1
2170 PRINT #1,ECH
2180 CLOSE #1
2185 CALIB%=0
2190 RETURN
3000 REM Comptage
3010 CLS
3020 LOCATE 1,15:PRINT «Comptage et mesure des traces de fission»
3030 LOCATE 2,25:PRINT «Grenoble PV1 . 00»

```

```

3040 LOCATE 5,15:PRINT «Comptage des traces de fission»
3045 LOCATE 10,20:PRINT «Nom du fichier : «;:INPUT NOM$:NOM$=NOM$+» .CPT»
3046 ON ERROR GOTO 5201
3047 OPEN NOM$ FOR INPUT AS #2:CLOSE #2:T=3:GOSUB 5210
3048 IF TESTFILE%=0 THEN OPEN NOM$ FOR OUTPUT AS #2
3049 IF TESTFILE%=1 THEN OPEN NOM$ FOR OUTPUT AS #2
3051 IF TESTFILE%=3 THEN RETURN
3052 LOCATE 10,20:PRINT «Pour garder la mesure : bouton rose»
3053 LOCATE 11,20:PRINT « Pour rejeter la mesure : bouton vert»
3055 LOCATE 12,20:PRINT «Pour arrêter : bouton bleu»
3060 ON ERROR GOTO 5100
3065 IF C=1 THEN OPEN «com1:9600,N,7» AS #1
3070 IF C=2 THEN OPEN «com2:9600,N,7» AS #1
3080 FIELD 1,24 AS TEST$
3085 I=0:BOUTTON=0
3086 LOCATE 14,20:PRINT «Compte : «;I
3090 WHILE BOUTTON<>4
3108 GOSUB 7200
3109 IF BOUTTON=8 THEN I=I-1
3110 IF BOUTTON=2 THEN I=I+1
3111 LOCATE 14,20:PRINT « «
3115 LOCATE 14,20:PRINT «Compte : «;I
3130 WEND
3140 PRINT #2,I
3150 CLOSE #1,#2
3160 RETURN
4000 REM Mesure de longueurs
4010 IF CALIB%=1 THEN GOSUB 2000
4015 CLS
4020 LOCATE 1,15:PRINT «Comptage et mesure des traces de fission»
4030 LOCATE 2,25:PRINT «Grenoble PV1 . 00»
4040 LOCATE 5,15:PRINT «Mesure des longueurs de traces de fission»
4045 LOCATE 10,20:PRINT «Nom du fichier : «;:INPUT NOM$:NOM$=NOM$+» .LNG»
4046 ON ERROR GOTO 5200
4047 OPEN NOM$ FOR INPUT AS #2:CLOSE #2:T=4:GOSUB 5210
4048 IF TESTFILE%=0 THEN OPEN NOM$ FOR OUTPUT AS #2
4049 IF TESTFILE%=1 THEN OPEN NOM$ FOR OUTPUT AS #2
4050 IF TESTFILE%=2 THEN OPEN NOM$ FOR APPEND AS #2
4051 IF TESTFILE%=3 THEN RETURN
4055 LOCATE 10,20:PRINT «Pour arrêter : bouton bleu «
4060 ON ERROR GOTO 5100
4065 IF C=1 THEN OPEN «com1:9600,N,7» AS #1
4070 IF C=2 THEN OPEN «com2:9600,N,7» AS #1
4080 FIELD 1,24 AS TEST$
4085 I=0:MOYENNE:BOUTTON=0
4090 WHILE BOUTTON<>4
4091 I=I+1
4095 LOCATE 12,20:PRINT «Mesure»;I
4100 GOSUB 6000
4102 IF BOUTTON=4 THEN 4130
4104 LOCATE 15,20:PRINT «
4105 LOCATE 12,35:PRINT «Longueur »;LONGUEUR*ECH
4106 LOCATE 15,20:PRINT «Pour garder la mesure : bouton rose»
4107 LOCATE 16,20:PRINT « Pour rejeter la mesure : bouton vert»
4108 GOSUB 7000
4109 IF BOUTTON=8 THEN I=I-1
4110 IF BOUTTON=2 THEN PRINT #2, LONGUEUR*ECH
4111 LOCATE 15,20:PRINT «
4112 LOCATE 16,20:PRINT «
4113 LOCATE 12,20:PRINT «

```

```

4130 WEND
4140 LOCATE 10,20:PRINT «
4150 CLOSE #1,#2
4160 RETURN
5000 REM traitement des erreurs
5010 IF ERR<>53 AND ERR<>62 THEN PRINT «Erreur : «;ERR;» à la ligne «;ERL:SYSTEM
5015 IF ERR=62 THEN CLOSE #1
5020 LOCATE 15,10:PRINT «Le fichier de calibration n'existe pas»:PRINT
5030 LOCATE 16,10:PRINT «Il faudra faire une calibration avant de pouvoir»
5040 LOCATE 17,10:PRINT «mesurer des longueurs de traces»
5045 LOCATE 19,18:PRINT « Appuyer sur une touche»
5046 T$=»»
5047 WHILE T$=»»:T$=INKEY$:WEND
5050 CALIB%=1
5060 RESUME 20
5100 RESUME
5200 IF ERR=53 THEN TESTFILE%=0:RESUME 4048
5201 IF ERR=53 THEN TESTFILE%=0:RESUME 3048
5205 REM Si le fichier existe déjà
5210 LOCATE 12,20:PRINT «Le fichier «;NOM$;» existe déjà»
5215 TESTFILE%=0
5216 WHILE TESTFILE%<>1 AND TESTFILE%<>2 AND TESTFILE%<>3
5220 LOCATE 13,30:PRINT «1-Remplacer»
5230 IF T=4 THEN LOCATE 14,30:PRINT «2- Ajouter»
5240 LOCATE 11+T,30:PRINT «3- Quitter»
5250 LOCATE 12+T,35:PRINT «Votre choix : «;:INPUT TESTFILE%
5260 WEND
5261 LOCATE 12,20:PRINT «
5262 LOCATE 13,30:PRINT «
5263 LOCATE 14,30:PRINT «
5264 LOCATE 15,30:PRINT «
5265 LOCATE 16,35:PRINT «
5270 RETURN
6000 REM Calcul des longueurs
6010 LOCATE 15,20:PRINT «Pointez la première extrémité...»
6020 BOUTTON=0:GET #1
6030 WHILE BOUTTON<>1
6040 GET #1
6045 D=INSTR(TEST$,CHR$(13))
6050 BOUTTON=VAL(MID$(TEST$,D+1,1))
6055 IF BOUTTON=4 THEN RETURN
6060 X1!=VAL(MID$(TEST$,D+2,5))/100
6070 Y1!=VAL(MID$(TEST$,D+7,5))/100
6080 WEND
6081 WHILE BOUTTON<>0
6082 GET #1
6083 D=INSTR(TEST$,CHR$(13))
6084 BOUTTON=VAL(MID$(TEST$,D+1,1))
6085 IF BOUTTON=4 THEN RETURN
6086 WEND
6090 LOCATE 15,20:PRINT «Pointez la seconde extrémité...»
6100 BOUTTON=0
6110 WHILE BOUTTON<>1
6120 GET #1
6125 D=INSTR(TEST$,CHR$(13))
6130 BOUTTON=VAL(MID$(TEST$,D+1,1))
6135 IF BOUTTON=4 THEN RETURN
6140 X2!=VAL(MID$(TEST$,D+2,5))/100
6150 Y2!=VAL(MID$(TEST$,D+7,5))/100
6160 WEND

```



```
6170 LONGUEUR = (X2!-X1!)*(X2!-X1!)+(Y2!-Y1!)*(Y2!-Y1!)
6180 LONGUEUR = SQR(LONGUEUR)*100
6190 RETURN
7000 REM Test garder ou rejeter
7010 BOUTTON=0
7020 WHILE BOUTTON<>2 AND BOUTTON<>8
7030 GET #1
7040 D=INSTR(TEST$,CHR$(13))
7050 BOUTTON=VAL(MID$(TEST$,D+1,1))
7060 WEND
7070 RETURN
7200BOUTTON=0
7220 WHILE BOUTTON<>2 AND BOUTTON<>8 AND BOUTTON<>4
7230 GET #1
7240 D=INSTR(TEST$,CHR$(13))
7250 BOUTTON=VAL(MID$(TEST$,D+1,1))
7260 WEND
7310 B=1
7320 WHILE B<>0
7330 GET #1
7340 D=INSTR(TEST$,CHR$(13))
7350 B=VAL(MID$(TEST$,D+1,1))
7360 WEND
7370 RETURN
```

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CHAPITRE I - CHAPITRE II

- ARIAS, C., BERNARDES, C., HADLER, J.C., LATTES, C.M.G. and OSORIO ARAYA, A.M. (1986).** Fission track dating of volcanic glass : experimental evidence for the validity of the size-correction method. *Rev. de Fisica. Aplic. e Instrums.*, V.1, N°3.
- BIGAZZI, G. (1981).** The problem of the decay constant λ of ^{238}U . *Nuclear Tracks*, Vol. 5, N° (1-2), pp. 35-44.
- BIGAZZI, G., DOMPNIER, E., HADLER NETO, J.C., POUPEAU, G. and VULLIEZ, E. (1988).** A Reactor Intercalibration for Fission Track-Dating and Uranium Micromapping. *Nucl. Tracks. Rad. Meas.*, 15, pp. 755-757.
- BIGAZZI, G. (1990).** Fission track dating of Carpathian obsidians and provenance identification. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* V.17, N°3, pp.391-396.
- BONFIGLIONI G., FERRO A. et MOJONIA. (1961).** Electron Microscope Investigation on the Nature of Tracks of Fission Products in Mica. *J. Appli. Phys.*, 32, pp. 2499-2503.
- CARPENA, J. et MAILHE, D. (1987).** Fission-track dating calibration of the Fish Canyon Tuff standard in french reactors. *Chemical Geology*, V.66, pp.53-59.
- CARPENTER, B. S. (1978).** Determination of thermal neutron flux for fission track geochronology. *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 78- 701, pp. 60-61.
- CARPENTER, B. S. (1984).** Calibrated glass standards for fission track use. *Standard Reference Materials, NBS Special Publication*, 260-292, Gaithersburg, pp.1-12.
- COWAN, G. A. and ADLER, H. H. (1976).** The variability of the natural abundance of ^{235}U . *Geochim. Acta*, Vol. 40, pp. 1487-1490.
- DAKOWSKY, M. (1978).** Length distribution of fission track in thick crystal. *Nucl. Track Detection*, V.2, pp. 181-189.
- DARTYGE, E., DURAUD, J. P., LANGEVIN, Y. and MAURETTE, M. (1981).** New model of nuclear particles tracks formation in dielectric minéraux. *Phys. Rev., B*, 23(10), pp. 5213-5229
- DE CORTE, F., VAN DEN HAUTE, P., DE WISPELAERE, A. and JONCKHEERE, R. (1991).** Calibration of the fission-track method : Is Cu useful as an absolute thermal neutron fluence monitor? *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, V.86 pp. 187-194.
- DIMITRU et al. (1989).** Constraints on uplift in the Franciscan subduction complex from apatite fission track analysis. *Tectonics*, V. 8, N°2, pp. 197-220.

- DODSON, M.H.** (1973). Closure Temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contr. Mineral. and Petrol.*, V. 40, pp. 259-274.
- DROZD, R. J., MORGAN, C. M., PODOSEK, F. A., POUPEAU, G. and TAYLOR, J.** (1977). ^{244}Pu in the early solar system? *Astrophys. J.*, 212, pp. 567-580.
- FAURE, G.** (1986). Principles of isotope geology. Eds. John Wiley & Sons; 589 p.
- FLEISCHER, R.L. and HART, H.R.** (1972). Fission track dating : techniques and problems. In : *Calibration of hominoid evolution* (Edited by Bishop W.W., Miller D.A. and Cole, S.); Scottish Academic Press, Edinburgh. pp. 135-170.
- FLEISCHER, R. L. and PRICE, P. B.** (1963a). Tracks of charged particles in high polymers. *Science*, 140, pp. 1221-1222.
- FLEISCHER, R. L. and PRICE, P. B.** (1963b). Charged particle Tracks in Glass. *J. Appl. Phys.*, 69, pp. 331-339.
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B. and WALKER, R. M.** (1964). Fission track ages and track annealing Behaviour of some micas. *Science*, 143, pp. 349-351.
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B. and WALKER, R. M.** (1965). Effects of temperature, pressure and ionisation on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geophys. Res.*, Vol. 70, pp. 1497-1502.
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B. and WALKER, R. M.** (1975). Nuclear tracks in solids: principles and applications. University of California Press, Berkeley, 605 p.
- GALBRAITH, R. F.** (1981). On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.*, V.13, pp. 471-488.
- GALBRAITH, R. F.** (1982). Statistical analysis of some fission-track counts and neutron-fluence measurements. *Nuclear Tracks*, N.2-/3, pp. 99-107.
- GALBRAITH, R. F.** (1986). Allocation of grains in the population method of fission track dating. *Nuclear Tracks*, V.11, N°4,5, pp. 201-206.
- GALBRAITH, R. F. and LASLETT, G. M.** (1984). On statistical estimation in fission track dating. *Math. Geol.*, V. 16, N° 7.
- GALBRAITH, R. F. et LASLETT, G. M.** (1985). Some remarks on statistical estimation in fission track dating. *Nuclear Tracks*, 10 (3), pp. 361-363.
- GLEADOW, A.J.W.** (1981). Fission track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 3-14.
- GLEADOW, A.J.W. and LOVERING, J.F.** (1977). Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection*, 1-2, pp. 99-106.

- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R., GREEN, P.F. and HEGARTY, K.A.** (1986). Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 78, pp. 245-254.
- GREEN, P. F.** (1980). On the cause of shortening of spontaneous fission tracks in certain minerals. *Nuclear Tracks*, V. 4, pp. 90-100.
- GREEN, P.F.** (1981a). A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, Vol.5, N°(1-2), pp. 77-86.
- GREEN, P.F.** (1981b). «Track-In-Track» length measurements in annealed apatites. *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 121-128.
- GREEN, P.F.** (1988). The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, pp. 335-352.
- GREEN, P. F. and DURRANI, S. A.** (1978). Quantitative assessment of geometry factors for use in fission track studies. *Nucl. Track Detection*, V.2, pp. 207-213.
- GREEN, P.F. and HURFORD, A.J.** (1984). Thermal neutron dosimetry for fission track dating. *Nucl. Tracks*. V.9, N°3/4, pp. 231-241.
- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W., TINGATE, P. R. and LASLETT, G. M.** (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1-A qualitative description. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, pp. 237-253.
- HANNAH, G.C., WESCOTT, C.H., LEONARD, B.R., STORY, J.S. and ATTREE P.M.** (1969). Revision of values for 2200 m/s Neutron constants for four fissile nuclides. *Atomic Energ. Rev.*, 7/4, pp. 3-32.
- HURFORD, A.J.** (1990). Standardisation of fission track dating calibration: recommendation by the fission track working group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geosci. Sect.)*, 80, pp. 171-178.
- HURFORD, A.J. and GREEN, P.F.** (1981a). A reappraisal of neutron dosimetry and uranium-238 lf values in fission track dating. *Nucl. Tracks*, 5 1/2, pp. 53-61.
- HURFORD, A.J. and GREEN, P.F.** (1981b). Standards, dosimetry and uranium-238 lf decay constant: a discussion. *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 73-75.
- HURFORD, A.J. and GREEN, P.F.** (1982). A users' guide to fission track dating calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 59, pp. 343-354.
- HURFORD, A.J. and GREEN, P.F.** (1983). The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscience*, 1, pp. 285-317.
- HURFORD, A.J., and HAMMERSCHMIDT, K.** (1985). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating of the Bioshop and fish canyon tuffs: Calibration ages for Fission-track dating standards. *Chem. Geol.*, 58, pp. 23-32.

JAFFAY, A. H., FLYNN, K. F., GLENDEWIN, L. E., BENTLEY, W. C. and ESSLIN, A. M. (1971). Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Phys. Rev.*, 4, pp. 1889-1906.

KAMP P.J.J. and GREEN P.F. (1990). Thermal and tectonic history of selected Taranaki basin (New Zealand) wells assessed by apatite fission track analysis. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, V.74, pp. 1401-1419.

LAL, N., RAJAN, R.S. and TAMHAN, K.K. (1969). Chemical composition of $Z > 22$ in Cosmic rays using meteoric minerals as detectors. *Nature*, 221, p. 33.

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). *Thèse de l'Université Joseph Fourier-Grenoble1*, 204 p.

MAURETTE, M., PELLAS P. et WALKER R.M. (1964). Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Bull. Soc. Minér. Crist.*, V.87, pp. 6-17.

McGEE, V. E. and JOHNSON, N. M. (1979). Statistical treatment of experimental errors in the fission track dating method. *Math. Geol.*, V.11, pp. 255-268.

MEYER, A.J. (1990). Les traces de fission dans l'apatite: Etude expérimentale et application à l'histoire thermique des bassins sédimentaires. *Thèse de l'Institut National Technique de Lorraine*, 178 p.

NAESER, C.W. (1967). The use of apatite and sphene for fission track age determination. *Bull. Soc. Am.*, V.78, pp. 1523-1526.

NAESER, C. W. and FLEISCHER, R. L. (1975). Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for fission-track annealing corrections. *Geophys. Res. Lett.*, 1, pp. 67-70.

NAESER, C. W. and FORBES, R. B. (1976). Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes. *Trans. Am. Geophys. Union.*, 57, p. 353.

NAESER, N. (1992). Analysis in sédimentary bassin-1992. *U.S. Geological Survey Bull.*, pp.53-57.

NEUTRON FLUENCE MEASUREMENTS (1970). I.A.E.A., Vienna, Technical Reports series N°107, 181 p.

POUPEAU, G. and CEYLAN, V. K. (1982). Geochronologie par les traces de fission: datations par les ages-plateaux isothermes. *Ciência e cultura*, 34(7), pp. 908-915.

POUPEAU, G., SABIL, N., 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, pp. 295-305.

PRICE, P. B. and WALKER, R. M. (1962a). Observations of charged-particle tracks in solids. *J. Appl. Physics*, Vol. 33, N° 12, pp. 3400-3406.

PRICE, P. B. and WALKER, R. M. (1962b). Chemical etching of charged-particle tracks in solids. *J. Appl. Physics*, Vol. 33, N° 12, pp. 3407-3412.

PRICE, P. B. and WALKER, R. M. (1963). Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *J. Geophys. Res.*, 68, pp. 4847-4862.

ROBERTS, J. G., GOLD, R. and ARMANI, R. J. (1968). Spontaneous fission decay constant of ^{238}U . *Phys. Rev.*, 174, pp. 1482-1484.

SABIL N., (1990). La datation par traces de fission des verres volcaniques: Application à quelques Macusanites du Sud-Est du Pérou. *D.G.U.G., Grenoble*, 103 p.

SEIBERLING, L.E., GRIFFITH, J.E. and TROMBELLO, W.K. (1980). Enhanced Sputtering of Dielectric Materials and its Relationship to Track Registration. *Lunar and Planet. Sci.*, XI, pp. 1021-1023.

SEITZ, F. (1949). The disordering of Solids by the Action of Fast Massive Particles. *Disc. Faraday Soc.*, 5, pp. 271-282.

SILK, E. C. H. and BARNES, R. S. (1959). Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Phil. Mag.*, 4, pp. 970-972.

STORZER, D. and WAGNER, G. A. (1969). Correction of thermally lowered fission track ages of tectites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, pp. 463-468.

STORZER, D. (1970). Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, pp. 55-60

STORZER, D. and POUPEAU, G. (1973). Fission track dating of lunar glass spherules. *Meteoritics (The Journal of Meteoritical Society)*, Vol. 4, pp. 444-445.

STORZER, D. et SELO, M. (1985). Chrono-thermométrie par traces de fission : une perspective nouvelle pour la prospection pétrolière. *Rev. de l'Inst. Franç. du petrol.*, V. 40, N°3, pp.301-321.

VAN DEN HAUTE, P., JONCKHEERE, R. and DE CORTE, F. (1988). Thermal neutron fluence determination for fission-track dating with metal activation monitors: a re-investigation. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, V.73 pp. 233-244.

WAGNER, G. A. (1968). Fission track dating of apatites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V.4, pp. 411-415.

WAGNER, G.A. (1972). The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Am. Nucl. Soc.*, 15, pp. 145-153.

WAGNER, G.A. (1988). Apatite fission track geochrono-thermometer to 60°C - Projected track length studies. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, Vol. 72, pp. 145-153.

WAGNER, G.A. (1990). Apatite fission-track dating of the crystalline basement of middle Europe: concepts and results. *Nucl. Tracks radiat. Meas.*, V.17, N°3, pp.277-282.

WAGNER, G. A. and REIMER, G. M. (1972). Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, pp. 263-268.

WAGNER, G.A., GLEADOW, A.J.W. and 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. *Chemical Geology (Isoto. Geosci. Sect.)*, 79, pp. 295-305.

WAGNER, G.A. and HEIJL, E. (1991). Apatite fission-track-age-spectrum based on projected track-length analysis. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, V.87, pp. 1-9.

YOUNG, D. A. (1958). Etching of radiation damage in lithium fluoride. *Nature*, 182, pp. 375-377.

CHAPITRE III

ALMEIDA, F. F. M. (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira: *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral*, N° 241, 36p., Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. F. M. (1980). Tectônica da bacia do Parana. *Sao Paulo, Paulipetro*, 187. (Relationo I.P.T., n° 14. 091.

ASMUS, H.E. e PORTO, R. (1972). Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: *Cong. Brasil. Geol.*, 26, Belém. *Anais. Sao Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia*, pp.57-66.

ASMUS, H.E. (1980). Diferença nos estágios iniciais da evolução da Margem Continental Brasileira; possíveis causas e implicações. In: *Cong. Brasil. Geol.*, 31, Balneario de Camboriu, S.C. *Anais. Sao Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia*, Vol. 5, pp. 2700-2708

BELLIENI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R. PAPANRECHAS, C., PICCIRILLO, E.M., ROISEMBERG, A. and STOLFA, D. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana plateau (Brasil): geological, mineralogical and petrological relationships. *J. Petrology*, N°27, pp.915-944.

BROWN, R.W., ROUST, D.J., SUMMERFIELD, M.A., GLEADOW A.J.W. and De WIT, M.C.J. (1990). An early cretaceous phase of accelerated erosion of the South-Western margin of Africa: evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, N°3, 339-350.

CANDE, S.C., LABRECQUE, J.L. and HAXBY, W.F. (1988). Plate kinematics of the South Atlantic: Chron.34 to present. *J. Geophys. Res.*, Vol.93, N° B11, pp. 13479-13492.

CORDANI et al. (1967, 1968, 1970, 1975 et 1981). Cités dans Melfi et al. 1988.

CORDANI, U.G., NEVES, B.B.B., FUCK, R.A., FILHO, A.T. and CUNHA, F.M.B. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras: *Boletim Ciência-Técnica-Petroleo*, Seção: Exploração de Petroleo. *Publicação n. 15, PETROBRAS-CENPES-SINTEP?* 70 p., Rio de Janeiro.

DURRANI, S.A. and BULL, R.K. (1987). Solid State Nuclear Track Detection. *Int. Series in Nat. Philosophy*. Vol. 111, Pergamon Press. 304 p.

FERREIRA, F.G.F., (1982). Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do arco de Ponta Grossa. *Tese de Mestrado, Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociências*, 170 p., (inédito).

FERREIRA, F.J.F. et al. (1981). Contribuição ao estudo do alinhamento Estrutural de Guapiara. In: *Simposio Regional de geologia*, 3, Curitiba. *Atas... Sao Paulo, SBG*, 1, 226-240.

FERREIRA, F.J.F. (1982). Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: Configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. *Sao Paulo. Dissertação de Mestrado, IG-USP (inédito)*.

FIORI, A.P., FASSBINDER, E., DE GOIS, J.R. e FUMAGALLI, C.E. (1987). Compartimentação tectônica do grupo Açungui a norte de Curitiba. *Atas do III Simposio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba*, V.1, pp. 441-477.

FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B. and WALKER, R. M. (1975). Nuclear tracks in solids: principles and applications. *University of California Press, Berkeley*.

FODOR, R. V., M^cKEE, E. H. and ROISENBERG, A. (1989). Age distribution of Serra Geral (Parana) flood basalt, Southern Brazil. (1989). *J. South. Am. E. Sci.*, Vol. 2, N° 4, pp. 343-349.

FONSECA, A.C. e POUPEAU, G. (1984). Datação por tracos de fissão de algumas rochas metamórficas na região da cidade do Rio de Janeiro. *Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol.* pp. 321-331.

FOSTER, D.A. and GLEADOW, A.J.W. (1992). The morphotectonic evolution of rift-margin mountains in central Kenya : constrains from apatite fission-track thermochronology. *E.P.S.L.*, N° 113, pp. 157-171.

FULFARO, V. J., SAAD, A. R., SANTOS, M. V. and VIANNA, R. B. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Parana. *R. Bras. Geocien.* V. 12, N°4, pp. 590-611.

GLEADOW, A.J.W. (1978). Fission-track evidence for the evolution of rifted continental margins. In R.E. Zartman (Ed.), *Short Papers 4th Int. Conf. Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology*. U.S. Geol. Surv. *Open File Rep.* 78-101, pp. 146-148.

GLEADOW, A.J.W. (1990). Fission track thermochronology - reconstructing the thermal and tectonic evolution of crust, in: *Australasian Institute of Mining and Metallurgy Pacific Rim Congr. III*, pp. 15-21.

GLEADOW, A.J.W. and LOVERING, J.F. (1978). Fission track geochronology of King Island, Bass Strait, Australia : relationship to continental rifting. *E.P.S.L.*, Vol. 37, PP. 429-437.

GLEADOW, A.J.W., DUDDY, L.R., GREEN, P.F. and HEGARTY, K.A. (1986). Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 78, pp. 245-254.

GOMES, C.B., RUBERTI, E. and MORBIDELLI, L. (1990). Carbonatites Complexes from Brasil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 3, N°1, 51-63.

GREEN, P.F. (1981). A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, Vol.5, N°(1-2), pp. 77-86.

GREEN, P.F. (1988). The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, pp. 335-352.

- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W., TINGATE, P. R. and LASLETT, G. M. (1986).** Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1-A qualitative description. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, pp. 237-253.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R. et COIMBRA, A. M. (1975).** The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoci. S. P.*, Vol. 5, pp. 257-266.
- KAUL, P.F.T. (1980).** O craton Luis Alves. *Anais XXXI Cong. Bras. Geol.*, V. 5, pp. 2677-2683.
- KLEMME, H.D. (1980).** The Geology of the future Petroleum Resources. *Rev. I.F.P.*, Vol. XXXV, N°2, pp. 337-348.
- LARSON, R. L., PITMAN, W. C., GOLOYCHENKO, X., CANDE, S. C., DEVEY, J.F., HAXBY, W. F. and LABRECQUE, J. L. (1985).** The Bedrock Geology of the World. *Freeman, New-York*.
- LEINZ, V., BARTORELLI, A., SADOWSKI, G.R. and ISOTTA, C.A.L. (1966).** Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da bacia do Parana. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, Vol. 40(supl.), pp.167-181.
- MAACK, K. (1952).** Cité dans Geological and Magmatic aspects of the Parana Basin-An introduction. A.J. Melfi, E.M. Piccirillo and J.R. Nardy. *Ed. P.A.D.C.T. Piccirillo, E. M. et MELFI, A. J.*
- 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 Jebillet (Meseta Marocaine). *Thèse de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I.*
- MELFI, A. J., PICCIRILLO, E. M. and NARDY, A. J. R. (1988).** Geological and magmatic aspects of the Parana Basin - An introduction. *In: The Mesozoic flood Volcanism of the Parana Basin - Petrogenetic and geophysical aspects. Ed. P.A.D.C.T. Piccirillo, E. M. et MELFI, A. J.*
- MEYER, A.J. (1990).** Les traces de fission dans l'apatite: Etude expérimentale et application à l'histoire thermique des bassins sédimentaires. *Thèse de l'Institut National Technique de Lorraine*, 178 p.
- MANTOVANI, M. S. M., MARQUES, L. S., DE SOUSA, M. A., CIVETTA, L., ATALLA, L. and INNOCENTI, F. (1985).** Trace element and strontium isotope on the origin and evolution of parana continental flood basalts of Santa Catarina state, Southern Brasil: *J. of Petrology*, V. 26, pp. 187-209.
- MORLEY, M.E., GLEADOW, A.G.W. and LOVERING, J.F. (1980).** Evolution of the Tasman Rift: Apatite fission track dating evidence from the southeastern Australian continental margin. *Fifth Int. Gondwana Symp/Wallington/New Zeland*. pp.289-293.
- MOORE, M.E., GLEADOW, A.G.W. and LOVERING, J.F. (1986).** Thermal evolution of rifted Continental Margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from Southeastern Australia. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 78, 255-270.
- NURNBERG, D. and DIETMAR-MULLER, R. (1991).** The tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to present. *Tectonophysics*, N°191, pp.27-53.
- O' CONNOR, J; M. and DUNCAN, R.A. (1990).** Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande, rise hot spot system: implications for African and South American Plate Motions Over Plumes. *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, N° 1311, pp. 17475-17502.

- PEATE, O. W., HAWKES-WORTH, J., MANTOVANI, M. S. M. and SHUKOWSKY, W. (1990).** Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Parana, South America. *Geology*, V. 18, pp. 1223-1226.
- PETRI, S. e FULFARO, V. J. (1983).** *Geologia do Brasil. Ed. EDUSP*, 631p.
- PICCIRILLO, E.M., CIVETTA, L., PETRINI, R., LONGENELLI, A., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G., MARQUES, L.S. and MELFI, A.J. (1987).** Regional variations within the Parana continental flood basalt sequences as evidence for different mantle regions and variable crustal contamination. *Terra Cognita.*, 7, pp.618.
- POUPEAU, G., SOLIANI Jr., E., KAWASHITA, K., BAITELLI, R., BERBERT, M. e CESAR, M.F. (1985).** Um perfil geocronológico (K-Ar / Traços de Fissão) Leste-Aeste no escudo Sul-Rio-Grandense. *Anais do II Simposio Sul-Brasileiro de Geologia-FLORIANOPOLIS - Sc - OUTUBRO*, pp. 308-315.
- RABINOWITZ, P.D. and LABRECQUE, J.L. (1979).** The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, N° B11, pp. 5973-6002.
- ROCHA CAMPOS, A. C., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K., SONOKI, H. M. et SONOKI, I. K. (1988).** Age of the Parana flood volcanism. *The mesozoic flood of the Parana Basin- Petrogenetic and geophysical aspects. Piccirillo E. M. et Melfi A.J. - Ed. P.A.D.C.T.*
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R. e ASMUS, H.E. (1984).** Geologia do Brasil - Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2500000: *Departamento Nacional da Produção Mineral*, 501p. Brasília.
- SIAL, A.N. (1976).** The post-Paleozoic vulcanism of northeast Brasil and its tectonic significance. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* Vol. 48 (supl.), pp. 299-311.
- SOARES, P. C., LANDIN, P. M. B. et FULFARO, V. J. (1974).** Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. *Cong. Bras. de Geol. XXVIII, P.A., S.B.G. N°4*, pp. 61-83
- SOARES, P.C., CSORDAS, S. M. BARCELLOS, P. E., MATTUS, J.T., BALLIEIRO, M.G. et MENESES, P.R. (1982).** Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da bacia do Parana. *Simp. Bras. de Sensoriamento Remoto*, 2. Brasília.
- SOARES, P.C., BARCELLOS, P.E., CSORDAS, S.M., De MATTOS, J.T., BALIEIRO, M.G. e MENESES, P.R. (1982).** Lineamentos em imagens de LANDSAT e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Parana, in II Simposio Brasileiro de sensoriamento remoto: *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - Instituto de Pesquisas. Espaciais, Brasília.*
- STORZER, D. and WAGNER, G. A. (1969).** Correction of thermally lowered fission track ages of tectites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, pp. 463-468.
- ULBRICH, H.H.G.P. and GOMES, C.B. (1981).** Alkaline rocks from continental Brasil. *Earth Sci. Rew.*, Vol. 17, pp.135-154.
- WAGNER, G. A. (1969).** Fission track dating of apatites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V.4, pp. 411-415.
- WAGNER, G.A. (1972).** The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Am. Nucl. Soc.*, 15, pp. 145-153.

WAGNER, G.A. (1988). Apatite fission track geochrono-thermometer to 60°C - Projected track length studies. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, Vol. 72, pp. 145-153.

WAGNER, G.A. (1992). Fission track dating. *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht*, 285p.

WAGNER, G.A. and STORZER, D. (1972). Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Trans. Am. Nucl. Soc.*, 15, pp. 127-128.

WAGNER, G.A. and HEIJL, E. (1991). Apatite fission-track-age-spectrum based on projected track-length analysis. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, V.87, pp. 1-9.

WHITE, R. and MCKENZIE, D. (1989). Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.

ZALAN, P.V., WOLFF, S., CONCEICAO, J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, L.S., APPI, V.T. e ZANOTTO, O.A. (1987). Tectônica e Sedimentação da bacia do Parana. *Atas do III Simposio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba*, V.1, pp. 441-477.

CHAPITRE IV

BERGER, G.W. and YORK, D. (1981). Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 795-811.

BOGDANOFF, S., MENOT, R. P. et VIVIER, G. (1991). Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sciences Géologiques, Bulletin*, T. 44.

BONHOMME, M., APRAHAMIAN, J., CAGY, R., MISUZAKI, A.M.P., et FILHO, A.T., (1988). Three examples of radiogenic Argon excess in diagenetic, anchimetamorphic and high-pressure metamorphic environments. International Conference «Geochemical Evolution of the Continental Crust», pp175-185.

BOULLIN, J.P., POUPEAU, G. et SABIL, N. (1993). Etude thermochronologique de la dénudation du pluton du Monte Capanne (île d'Elbe, Italie) par les traces de fission. *C. R. Acad. Sci., Paris*. (sous presse).

CARME, F. (1971a). Les phases successives de la déformation continue dans l'ensemble de Belledonne-Aiguilles-Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 273, D, pp. 1174-1174.

CARME, F. (1971b). Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes: corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut-Dauphiné cristallin. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 273, D, pp. 1671-1674.

CARME, F. et PIN, Ch. (1987). Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le sud de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 304, II, 19, pp. 1177-1180.

CHOPIN, C. and MALUSKI, H. (1980). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso Area (Western Alps): Evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 109-122.

COMPAGNONI, R., DALPIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C., GOSSO, G., LOMBARDO, B. and WILLIAMS, P.F. (1977). The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *RENDICONTI Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 1, 281-334.

DEBELMAS, J. (1983). La formation des Alpes. *La Recherche*, n°150, 14, pp. 1542-1552.

DEMEULEMEESTER, P., (1982). Contribution à l'étude radiométrique à l'Argon et au Strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises), distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. *Thèse de doctorat de spécialité, Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, 227 p.

DEMEULEMEESTER, P., ROQUES, M., GIRAUD, P., VIVIER, G. et BONHOMME, M. (1986). Influence du métamorphisme alpin sur les âges Rb/Sr et K/Ar des biotites des massifs cristallins externes, (Alpes Françaises). *Géologie Alpine*, T. 62, pp. 31-50.

DIETRICH, W. J., (1984). Evolution of the Eastern Alps: the traditional concept and modern plate tectonics. *Annales Geophysicae*, Vol. 2, N° 2, pp.155-160.

ELTCHANINOFF-LANCELOT, C., TRIBOULET, S., DOUDOUX, B., FUDRAL, S., RAMPNOUX, J. P. et TARDY, M., (1982). Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne (Savoie-Alpes occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. France*, t. XXIV, N° 4, pp. 817-830.

FITZGERALD, P.G. and GLEADOW, A. J.W. (1990). New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: examples from the Transantarctic Mountains. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, 3, pp. 351-357.

FRANK, E. (1983). Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63,37-93.

FREY, M., (1986). Very low-grade metamorphism of the Alps: an introduction. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* N° 66, pp.13-27.

FREY, M., TEICHMULLER, M., TEICHMULLER, R., MULLIS, J., KUNZI, B., BREITSCMD, A., GRUNER, U., and SCHWISER, B. (1980). Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.*, 73/1, pp. 173-203.

GASQUET, D. (1979). Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère. Alpes françaises. *Thèse 3° cycle, UJF Grenoble*, 230p.

GIBERGY, P. (1968). Découverte de «grès à trous» renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallo-phyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 276, pp. 1251-1254.

GOURLAY (1986). La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mont-Blanc (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Geol. France*, 8, II, pp. 159-170.

GREEN, P.F. (1981). A new look at statistics in fission track dating. *Nucl. Tracks*, 5, 1/2, 76-86.

GREEN, P.F. (1988). The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, pp. 335-352.

GROS, Y. (1974). Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). *Thèse 3^e cycle, UJF Grenoble 1*.

HARRISON, T.M. and Mac DOUGALL, I. (1981). Excess ⁴⁰Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra and the thermal history of the region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, pp. 123-149.

HUBBARD, M. and MANCKTELOW, N., (1992). Southwest-directed, orogen-parallel displacement during neogene convergence in the western and central alps. *Géol. Alpine, Série Spéc., Résumés de colloques, N° 1*, pp. 50-51.

HUNZIKER, J. C., (1986). The Alps: a case of multiple collision. *Collision Tectonics, Geol. Soc. Sp. Pub.*, N° 19, pp. 221-227.

HUNZIKER, J.C., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R. D., FRIEDRICHSEN, H., FLHEMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILER, P., and SCHWANDER, H. (1986). The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* N° 92, pp. 157-180.

HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. and HURFORD, A. J., (1992). Thirty-two years of geochronological work in the central alps: a review on seven maps. *Géol. Alpine, Série Spéc., Résumés de colloques, N° 1*, pp. 53-54.

HURFORD, A.J. (1986). Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.* N° 92, pp. 413-427.

HURFORD, A.J., FLISCH, M. and JAEGER, E. (1989). Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. *Alpine tectonics*, N° 45, pp. 369-398.

HURFORD, A.J., HUNZIKER, J.C., and STOCKHERT, B., (1991). Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps: evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics*, VOL. 10, NO. 4, pp. 758-769.

JAGER, E. and NIGGLI, E. (1967). Geological meaning of Rb-Sr age results as studied on samples from the Central Alps. Radioactive dating and method of evro level counting. *Int. Atom. Energy Agency Vienne*, pp. 519-514.

LAUBSCHER, H. (1991). The arc of the Western Alps today. *Eclogae geol. Helv.* 84/3: pp. 631-659.

LAUBSCHER, H. (1992). The Alps: a transpressive pile of peels. In *Thrust Tectonics*. Ed. Mc Clay, Chapman & Hall, London, pp 277-285.

LORY, C. (1891). Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. *Mem. Int. Geol. Cong., Londres*, pp. 86-103.

MANSOUR, E. (1991). Thermochronologie par la méthode des traces de fissions dans l'apatite. Applications aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et Jebilet (Meseta marocaine). *Thèse de doctorat de troisième cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 197p.

MENARD, G. (1979). Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse 3^e cycle, UJF Grenoble 1*, 169p.

MENARD, G., (1988). Structures et cinématiques d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. *Thèse d'état de l'Université Joseph Fourier de Grenoble 1*. 268p.

MENARD, G. et ROCHETTE, P., (1992). Utilisation de réaimantations postmétamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 63, N° 4, pp. 381-392.

MENOT, R.P. (1987). Magmatisme et structuration orogénique paléozoïque de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes). Le domaine Sud-Occidental. *Géologie Alpine, T. 63*, pp. 55-93.

MENOT, R.P., PEUCAT, J.J., PIBOULE, M. and SCARENZI, D. (1984a). Cambro-ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne Massif, French external alpine domain). *Meet. «Ophiol. through time», Nancy, Abstract in Ophioliti*, 10, 2-3, 527.

MENOT, R.P., PEUCAT, J.J., PIBOULE, M. and SCARENZI, D. (1984b). A continental (?) volcanic arc of devono-carboniferous age in the French alpine external massifs: The Rioupéroux and Livet formations (Remanch valley, Belledonne massif). *Meet. «Ophiol. through time», Nancy, Abstract in Ophioliti*, 10, 2-3, 527.

MENOT, R.P., BONHOMME, M.G. et VIVIER, G. (1987). Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/AR des amphiboles. *Bull. Suisse Minéral. Pétrog.*, 67, 3, pp.

MENOT, R.P., PEUCAT, J.J., SCARENZI, D. and PIBOULE, M. (1988). 496Ma age of plagiogranites in the Chamrousse Ophiolite Complex (External Crystalline Massif in the French Alps): evidence of a lower Paleozoic oceanisation. *Earth Plane. Sci. Lett.*

MEYER, A.J. (1990). Les traces de fission dans l'apatite: Etude expérimentale et application à l'histoire thermique des bassins sédimentaires. *Thèse de l'Institut National Technique de Lorraine*, 178p.

MUELLER, S. (1984). Dynamic processes in the Alpine arc. *Annales Geophysicae*, Vol. 2, N° 2, pp. 161-164.

NZIENGUI, J.J. (1993). Excès d'Argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques : implications pour la datation des séries métamorphiques. L'exemple de la coupe de la romanche, Alpes occidentales françaises. *Thèse de doctorat de troisième cycle de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 190p.

POUPEAU, G., PECHER, A., BENHARBIT, M. et NOYAN, O.F. (1991). Ages traces de fission sur apatites et taux de dénudation plio-quaternaires au Karakorum central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, pp. 917-922.

PONCERRY, E. (1981). Contribution à l'étude géologique des granites de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. *Thèse 3^e cycle, UJF Grenoble 1*.

SCHAER, J.P., REIMER, G.M. and WAGNER, G.A., (1975). Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission-track apatite age. *Tectonophysics*, N° 29, pp. 293-300.

SIMEON, Y. (1979). Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). *Thèse 3^e cycle, UJF Grenoble 1*.

TRIBOULET, S. (1980). Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc: la terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. *Thèse 3° cycle, Univ. P. et M. Curie, P.IV.*

VIVIER, G., MENOT, R.P. et GIRAUD, P. (1987). Magmatisme et structuration orogénique paléozoïque de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes). Le domaine Nord-Oriental. *Géologie Alpine, T. 63, pp. 25-53.*

VERJAT, J.L. (1980). Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du Col du Gladon. *Thèse 3° cycle, UJF Grenoble 1.*

WAGNER, G.A. (1988). Apatite fission track geochrono-thermometer to 60°C: projected length studies. *Chemical Geology (Isoto. Geosci. Sect.), 72, pp. 145-153.*

WAGNER, G.A. (1990). Apatite fission track dating of the crystalline basement of Middle Europe: concepts and results. *Nucl. Tracks Radiat. Meas., 17, 3, pp. 277-282.*

WAGNER, G.A. (1992). Fission track dating. *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 285p.*

WAGNER, G.A. and REIMER, G. M. (1972). Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth Planet. Sci. Lett., 14, pp. 263-268.*

WAGNER, G.A., REIMER, G.A. and JAGER, E. (1977). Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Memoir. Ist Geol. Min. Univ. Padova, 30, pp. 1-27.*

WAGNER, G.A., GLEADOW, A.J.W. and 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. *Chemical Geology (Isoto. Geosci. Sect.), 79, pp. 295-305.*

WAGNER, G.A. and HEJL E. (1991). Apatite fission track age-spectrum based on projected track-length analysis. *Chemical Geology (Isoto. Geosci. Sect.), 87, pp. 1-9.*

ZEITLER, P.K. (1985). Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics, 4, pp. 127-151.*

TABLE DE MATIERES

INTRODUCTION

PARTIE I

CHAPITRE I: METHODE DES TRACES DE FISSION

1- METHODE DES TRACES DE FISSION	3
1.1- HISTORIQUE	3
1.2- LES TRACES NUCLEAIRES DANS LES MINERAUX NATURELS	5
1.2.a- Conditions d'enregistrement des traces nucléaires-Modèles des traces latentes	5
1.2.b- Origine des traces latentes dans les minéraux terrestres	8
2- REVELATION DES TRACES DE FISSION	9
3- GEOCHRONOLOGIE PAR TRACES DE FISSION	14
3.1- Les équations d'âge isotopique et d'âge traces de fission	14
3.1.a- Cas général	14
3.2.b- Cas de la méthode traces de fission	15
4- LES TECHNIQUES DE DATATION PAR LES TRACES DE FISSION	20
4.1- La technique des populations	20
4.2- La technique du détecteur externe	21
4.3- Technique de la soustraction	24
5- PRECISION D'UN AGE TRACES DE FISSION	25
5.1- Calcul des incertitudes sur un âge TF obtenu par la technique des populations	25
5.2- Calcul des incertitudes sur un âge TF obtenu par la technique du détecteur externe	27
5.3- Calcul des incertitudes sur un âge TF obtenu par la technique de la soustraction	28
6- SIGNIFICATION D'UN AGE TRACES DE FISSION SUR APATITES	30
6.1- Caractéristiques des longueurs des traces	31
6.1.a- Longueurs confinées	34
6.2.b- Longueurs projetées	34

6.2- Correction des âges apparents	35
6.2.a- Modèle de Storzer et Wagner (1969)	35
6.2.b- Modèle de Wagner (1988)	36
6.2.c- Modèle de Green (1988)	37
CHAPITRE II: RESULTATS EXPERIMENTAUX. CALIBRATION	
INTRODUCTION	40
1- CARACTERISATION DES POSITIONS D'IRRADIATIONS NEUTRONIQUES UTILISEES - VARIATIONS SPATIALES DU FLUX DE NEUTRONS	41
1.1- Aspects expérimentaux	43
1.2- Résultats	45
1.2.a- Résultats sur les variations spatiales de la fluence neutronique dans la position P1 du réacteur nucléaire Orphée	53
1.2.b- Résultats sur les variations spatiales de la fluence neutronique dans la position E3 du réacteur IPEN-CNEN	54
1.2.c- Résultats sur les variations spatiales de la fluence neutronique dans la position P1 du réacteur RHF-Mélusine	54
1.3- Conclusion	55
2- DETERMINATION DU FACTEUR DE GEOMETRIE g	55
2.1- Aspects expérimentaux et résultats	55
2.2- Comparaison avec les valeurs de g utilisées dans d'autres laboratoires	58
3- LA CALIBRATION ZETA (z)	59
3.1- Les standards géologiques	59
3.2- Aspects expérimentaux et résultats	60
4- COMPARAISON ENTRE LES CALIBRATIONS RELATIVES Φ/λ_f ET ζ	65
4.1- Calibration Φ/λ_f	65
4.2- Comparaison entre les âges $t(\zeta)$ et $t(\Phi/\lambda_f)$	69
5- COMPARAISON DES AGES TF OBTENUS DANS LE REACTEUR IPEN/CNEN (Sao Paulo-Brésil) ET REACTEURS RHF ET LENA (Grenoble-France)	71

PARTIE II

**CHAPITRE III: ETUDE THERMOCHRONOLOGIQUE DE L'ARCO
DE PONTA GROSSA, SUD-EST DU BRESIL ET
SON ASSOCIATION AVEC L'OUVERTURE
DE L'ATLANTIQUE SUD**

PREMIERE PARTIE:

1- ASPECT GEOLOGIQUE	77
1.1- Le Bassin du Parana	77
1.2- Travaux antérieurs sur l'origine et l'évolution tectonique du Bassin du Parana	78
1.3- Evolution stratigraphique du Bassin du Parana	83
1.4- Description lithologique des principaux ensembles du socle du Dôme de Ponta Grossa	86
1.5- Le volcanisme jurassico-crétacé du Parana et de Etendeka	89
1.6- L'ouverture de l'Atlantique Sud	90
1.7- Evolution tectonique de l'«Arco» de Ponta Grossa (AGP)	92

DEUXIEME PARTIE:

ASPECT GEOCHRONOLOGIQUE

1- DATATION PAR K-Ar	95
2- DATATION PAR TRACES DE FISSION- RESULTATS	98
2.1- Ages apparents	98
2.2- Ages corrigés: Modèles de Green (1988), Storzer et Wagner (1972)	102
2.2.a- Traces confinées et âges corrigés par la méthode de Green (1988)	102
2.2.b- Traces projetées et correction de Storzer et Wagner (1972)	106
3- DATATION PAR TRACES DE FISSION- DISCUSSION	112
3.1- Signification des âges apparents TF dans les marges passives	112
3.2- Cas de l'«Arco» de Ponta Grossa	120
3.2.a- Ages apparents, âges corrigés	120

3.2.b- Interprétations géologiques	124
3.2.c- Comparaison avec l'«Arco» du Rio Grande	125
3.2.d- Comparaison avec Rio de Janeiro	126
3.2.e- Comparaison avec l'Afrique	126
CONCLUSION	128
CHAPITRE IV: ETUDE THERMOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF DE BELLEDONNE, DU GRAND CHATELARD ET DU DAUPHINOIS INTERNE (ALPES OCCIDENTALES)	
PREMIERE PARTIE:	
1- ASPECT GEOLOGIQUE	132
1.1- Description lithologique du domaine Nord-oriental du massif de Belledonne	135
1.2- Evolution tectono-métamorphique des MCE	138
DEUXIEME PARTIE:	
1- ASPECTS GEOCHRONOLOGIQUES	141
1.1- DATATION CONVENTIONNELLE $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	144
1.2- DATATION PAR TRACES DE FISSION- RESULTATS	150
1.2.a- Conditions analytiques et reproductibilité des mesures	150
1.2.b- Interprétation des âges TF sur apatites le long d'un profil topographique	154
1.2.c- Le massif de Belledonne - (surface)	159
1.2.d- Grand Chatelard - (surface)	165
1.2.e- La zone du flysch	165
1.2.f- Vallée de la Maurienne	165
1.2.g- Galerie EDF	174
1.3- INTERPRETATION GEOLOGIQUE	178
CONCLUSION	183
CONCLUSION GENERALE	187

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

PARTIE I

CHAPITRE I

FigureI.1-	Diagramme représentant les variations du taux d'ionisation primaire en fonction de la vitesse des particules chargées dans différents détecteurs solides de traces nucléaires.	6
FigureI.2-	Modèle des «pointes d'explosion ionique» pour la formation des traces dans les solides inorganiques.	6
FigureI.3-	Représentation schématique de la structure du dommage d'une trace latente, dans un mica, déduite de l'analyse de la diffraction des rayons X aux petits angles.	7
FigureI.4-	Traces de fission révélées par attaque chimique différentielle dans divers matériaux.	11
FigureI.5-	Evolution des densités de traces fossiles et induites dans les apatites d'un granite de Bretagne (2520), en fonction des durées d'attaque.	11
FigureI.6-	Evolution des densités de traces fossiles et induites dans trois phlogopites.	13
FigureI.7-	Représentation schématique des principales procédures de datation par traces de fission.	19
FigureI.8-	Photographie montrant le montage des grains d'apatites dans le cas de la technique des populations.	21
FigureI.9-	Représentation schématique du montage des cristaux d'apatite, effectué lors de l'utilisation de la technique du détecteur externe.	22
FigureI.10-	Schéma de la procédure de préparation des verres dans la technique de la soustraction.	24
FigureI.11-	Les zones de température associées à la stabilité des traces de fission dans l'apatite.	30
FigureI.12-	Diagramme illustrant les longueurs projetées de traces (L_p) et les longueurs confinées des traces (L_c) dans un cristal d'apatite.	31
FigureI.13-	Distribution typique des longueurs confinées et projetées de traces de fission induites.	32
FigureI.14-	Diagramme représentant les trois zones de stabilité de traces dans un espace temps-température et histogrammes théoriques des distributions des longueurs confinées des traces fossiles.	33
FigureI.15-	Distribution bimodale des longueurs projetées de traces, obtenu sur des apatites détritiques du bassin côtier du Gabon.	34
FigureI.16-	Diagramme montrant la relation entre le taux de réduction des densités ρ / ρ_0 et le taux de réduction des longueurs projetées de traces induites L/L_0 .	36

CHAPITRE II

FigureII.1-	Spectre en énergie des neutrons de fission dans un réacteur nucléaire.	41
FigureII.2-	Schéma de la disposition des moniteurs dans le furet d'irradiation.	44
FigureII.3-	Schéma de la disposition et du montage des moniteurs dans le furet d'irradiation en position «radiale».	44
FigureII.4-	Comparaison entre les fluences conventionnelles déduites des densités de traces induites mesurées dans les détecteurs externes associés aux moniteurs NIST 962 et 963.	45
FigureII.5-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 87-1 RHF-ILL.	47
FigureII.6-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 87-3 RHF-ILL.	48
FigureII.7-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 88-4 IPEN-CNEN.	48
FigureII.8-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 88-5 ORPHEE-SACLAY.	49
FigureII.9-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 89-1 ORPHEE-SACLAY.	49
FigureII.10-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 89-3 ORPHEE-SACLAY.	50
FigureII.11-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 90-1 ORPHEE-SACLAY.	50
FigureII.12-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 90-3 ORPHEE-SACLAY.	51
FigureII.13-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 90-4 ORPHEE-SACLAY.	51
FigureII.14-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 90-5 ORPHEE-SACLAY.	52
FigureII.15-	Variations spatiales des rapports Φ_i / Φ calculés pour l'irradiation 90-6 ORPHEE-SACLAY.	52
FigureII.16-	Représentation schématique de la procédure suivie pour la détermination du facteur de géométrie g.	56
FigureII.17-	Valeurs de $\zeta_{(962)}$ obtenues pour FCT3 par différents observateurs.	63
FigureII.18-	Comparaison entre les âges $t(\zeta)$ et $t(\Phi/\lambda_f)$.	69
FigureII.19-	Comparaison entre les âges obtenus sur les obsidiennes AG16, ARCI4/81 et ARCI6/86.	71

PARTIE II

CHAPITRE III

FigureIII.1-	Reconstruction de l'Atlantique Sud peu après son ouverture, (environ 120Ma).	76
FigureIII.2-	Localisation du bassin du Parana dans l'Amérique du Sud.	77
FigureIII.3-	Carte géologique simplifiée du bassin du Parana.	79
FigureIII.4-	Schéma structural simplifié du bassin du Parana.	81
FigureIII.5-	Localisation de la Serra do Mar et des bassins de Santos et de Campos.	82
FigureIII.6-	Carte des isopaques du bassin du Parana.	84
FigureIII.7-	Carte de la localisation des échantillons d'apatite utilisés pour la datation par les TF et domaines géochronologiques du socle de la région de l'Arc de Ponta Grossa.	87
FigureIII.8-	Carte géologique de l'Etat du Parana	88
FigureIII.9-	Représentation de l'Atlantique Sud et de la position du point chaud Tristao da Cunha par rapport à la ride de Walvis.	89
FigureIII.10-	Localisation du magmatisme alcalin dans la région du dôme de Ponta Grossa.	91
FigureIII.11-	Carte des âges K-Ar des échantillons prélevés l'«Arco» de Ponta Grossa en fonction de leurs localisations.	96
FigureIII.12-	Distribution des âges apparents de six échantillons de l'«Arco» de Ponta Grossa.	101
FigureIII.13-	Distribution des longueurs confinées de traces pour les apatites du standard, FCT et pour les échantillons de l'APG.	105
FigureIII.14-	Histogrammes des distributions de longueurs des traces projetées induites pour deux échantillons brésiliens.	109
FigureIII.15-	Courbe de corrélation entre les taux de réduction des densités et des longueurs projetées des traces induites.	110
FigureIII.16-	Comparaison entre les âges corrigés par les méthodes de Green (1988) et Wagner (1972).	111
FigureIII.17-	Comparaison entre l'histoire de la rupture continentale et les âges apparents TF.	113
FigureIII.18-	Distribution des âges apparents TF en fonction de la distance à l'isobathe 2000m dans le SE australien.	113
FigureIII.19-	Distribution des longueurs confinées fossiles dans les apatites de granitoïdes du SE australien.	115
FigureIII.20-	Schéma simplifié représentant les différentes zones de stabilité des traces de fission.	116
FigureIII.21-	Distribution des âges apparents et longueurs confinées de traces de fission dans les échantillons de la côte (Luderitz, Namibie).	117
FigureIII.22-	Carte de localisation de l'échantillonnage effectué en Afrique du Sud et en Namibie.	118

FigureIII.23-	Distribution des âges apparents TF en fonction de l'altitude pour les échantillons du profil Luderitz-Keetmanshoop.	119
FigureIII.24-	Distribution des âges apparents TF en fonction de l'altitude pour les échantillons des montagnes Mathews au Kenya.	119
FigureIII.25-	Carte d'échantillonnage de l'«Arco» de Ponta Grossa	121
FigureIII.26-	Distribution des âges apparents TF et K-Ar (biotite, RT) en fonction de la distance à l'isobathe 2000m, dans l'APG.	123
FigureIII.27-	Distribution des âges apparents TF dans l'APG en fonction de l'altitude du prélèvement.	123

CHAPITRE IV

FigureIV.1-	Carte géologique simplifiée des Aples Accidentales.	133
FigureIV.2-	Carte géologique simplifiée de la chène de belledonne.	134
FigureIV.3-	Carte géologique du domaine Nord-oriental du massif de belledonne.	136
FigureIV.4-	Localisation de l'ensemble de l'échantillonnage effectué dans le massif de Belledonne et ses environs.	142
FigureIV.5-	Coupe géologique du massif de Belledonne.	143
FigureIV.6-	Localisation et âges K-Ar des échantillons analysés dans le massif de Belledonne.	146
FigureIV.7-	Diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ pour deux phases minérales des échantillons de la galerie EDF.	149
FigureIV.8-	Diagramme $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ en fonction de K_2O , échantillons de la galerie EDF.	149
FigureIV.9-	Représentation de la dispersion des mesures effectuées sur l'échantillon GB-01.	153
FigureIV.10-	Localisation et nom de l'ensemble d'échantillons analysés par la méthode des TF, dans le massif de Belledonne et ses environs.	154
FigureIV.11-	Distribution des âges apparents en fonction de l'altitude pour l'ensemble de l'échantillonnage effectués dans le massif de Belledonne et ses environs.	155
FigureIV.12-	Histoire de refroidissement d'échantillons.	156
FigureIV.13-	Représentation graphique de quatre types de refroidissement dans un diagramme $T^\circ = f(t)$.	158
FigureIV.14-	Distribution des âges t_{app} et t_r en fonction de l'altitude pour quatre sites différents.	159
FigureIV.15-	Localisation et âges TF apparents des échantillons de la surface du massif de Belledonne.	160
FigureIV.16-	Distribution des âges apparents en fonction de l'altitude pour les échantillons de la surface et du massif du Belledonne.	163
FigureIV.17-	Distribution des longueurs projetées des traces induites, des échantillons du massif de Belledonne.	165

FigureIV.18-	Localisation et âges TF apparents des échantillons de la surface du Grand Châtelard et du flysch.	167
FigureIV.19-	Distribution des âges t_{app} et t_r en fonction de l'altitude pour les échantillons du Grand Châtelard.	168
FigureIV.20-	Distribution des âges t_{app} et t_r en fonction de l'altitude pour les échantillons du flysch.	171
FigureIV.21-	Localisation et âges TF apparents des échantillons de la vallée de la Maurienne.	172
FigureIV.22-	Distribution des âges t_{app} et t_r en fonction de l'altitude pour les échantillons de la vallée de la Maurienne.	174
FigureIV.23-	Localisation et âges TF apparents des échantillons de la galerie.	176
FigureIV.24-	Distribution des âges t_{app} et t_r en fonction de l'altitude pour les échantillons de la galerie EDF Arc-Isère.	178
FigureIV.25-	Enveloppe de la zone perturbée où les âges TF apparents sont «anormaux» par rapport aux autres âges apparents TF déterminés sur les échantillons du massif de Belledonne.	180

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE I

CHAPITRE I

Tableau I.1- Les principaux minéraux utilisés dans la méthode TF et les différents réactifs utilisés pour la révélation des traces.	10
---	----

CHAPITRE II

Tableau II.1- Teneurs en U et Th et composition isotopique en uranium dans les moniteurs NIST utilisés.	43
Tableau II.2- Données globales sur les irradiations utilisées dans le présent travail.	46
Tableau II.3- Valeurs des facteurs de géométrie G, g et g' obtenu à partir d'un échantillon de Durango.	57
Tableau II.4- Comparaison entre les densités de traces obtenues respectivement dans le Kapton et le mica muscovite associés à un même verre dosimètre NIST.	58
Tableau II.5- Résultats de la calibration du paramètre zeta pour les apatites à partir du standard géologique FCT et des dosimètres 962.	61
Tableau II.6- Résultats de la calibration du paramètre zeta pour les apatites à partir du standard géologique FCT et des dosimètres 963.	62
Tableau II.7- Résultats de la calibration du paramètre zeta pour les apatites à partir du standard géologique Durango et des dosimètres 962.	64
Tableau II.8- Valeurs des fluences neutroniques déterminées au NIST dans les irradiations de calibration des dosimètres de verres à partir des moniteurs métalliques en Cu et Au.	66
Tableau II.9- Densité des traces de fission déterminées dans les détecteurs externes associés aux moniteurs NIST 962a et 963a irradiés dans les positions RT-3 et RT-4 du réacteur de Gaitherbourg.	67
Tableau II.10- Résultats de la calibration de la constante λ_t opérationnelle à partir du standard géologique FCT3 et des dosimètres 962.	68
Tableau II.11- Résultats de la calibration de la constante λ_t opérationnelle à l'aide du standard géologique FCT3 et des dosimètres 963.	70
Tableau II.12- Ages apparents TF comparés de quelques obsidiennes	72

CHAPITRE III

Tableau III.1- Histoire schématique comparée du magmatisme, de la sédimentation et des manifestations tectoniques dans le bassin du Parana.	93
Tableau III.2- Les âges K-Ar des échantillons de l'«Arco» de Ponta Grossa.	97

Tableau III.3- Les âges apparents TF des échantillons de l'«Arco» de Ponta Grossa.	100
Tableau III.4- Age TF apparent d'un échantillon de l'«Arco» de Ponta Grossa, méthode des populations.	102
Tableau III.5- Longueurs confinées moyennes des traces de fission et âges corrigés par la méthode de Green (1988).	104
Tableau III.6- Ages corrigés à 120°C pour les échantillons de l'«Arco» de Ponta Grossa.	107
Tableau III.7- Longueurs projetées fossiles et induites moyennes des deux standards (FCT et Durango).	107
Tableau III.8- Taux de réduction normalisés des densités et des longueurs projetées moyennes des traces de fission induites.	109

CHAPITRE IV

Tableau IV.1- Représentation schématique des principales manifestations tectono-métamorphiques des massifs cristallins externes.	139
Tableau IV.2- Résultats analytiques des mesures K-Ar des échantillons du massif de Belledonne.	144
Tableau IV.3- Températures de fermeture de quatre phases minérales pour les méthodes de datation par K-Ar et par Rb-Sr.	147
Tableau IV.4- Résultats des âges K-Ar et Rb-Sr (différents minéraux et roche totale) des échantillons de la galerie EDF Arc-Isère.	150
Tableau IV.5- Résultats analytiques de traces fossiles et induites dans un même échantillon (GB-01).	152
Tableau IV.6- Ages apparents TF des échantillons de la surface du domaine Nord-Oriental du massif de Belledonne.	162
Tableau IV.7- Ages corrigés t_t des échantillons de la surface du massif de Belledonne.	163
Tableau IV.8- Mesures des longueurs projetées de traces induites des échantillons du massif de Belledonne.	164
Tableau IV.9- Ages apparents TF des échantillons du massif du Grand Châtelad.	166
Tableau IV.10- Ages corrigés t_t des échantillons du massif du Grand Châtelad.	168
Tableau IV.11- Ages apparents TF des échantillons de la zone du Flysch.	170
Tableau IV.12- Ages corrigés t_t des échantillons de la zone du Flysch.	171
Tableau IV.13- Ages apparents TF des échantillons de la vallée de la Maurienne, au Nord de la Chambre.	173
Tableau IV.14- Ages corrigés t_t des échantillons de la vallée de la Maurienne.	174
Tableau IV.15- Ages apparents TF des échantillons de la galerie du domaine Nord-Oriental du massif de Belledonne.	177
Tableau IV.16- Ages corrigés t_t des échantillons de la galerie EDF Arc-Isère.	179

CF

Tat

CF

Tat

Tat

Tat

Tat

Tat

Tat

Tal

Tal

Tal

Tal

Tal

Tal

Cl

Ta

Ta

Pa

LISTE des ABREVIATIONS

- A_n : Activité totale de neutrons thermiques et épithermiques
- A_{ep} : Activité des neutrons épithermiques
- Axe C : Axe cristallographique C d'un minéral
- B : Constante caractéristique d'un dosimètre
- χ^2 : Test du CHI-deux
- C : Pourcentage des traces fossiles de longueur supérieure à 10 μm
- C_i : Pourcentage des traces induites de longueur supérieure à 10 μm
- DSTN : Détecteur Solide des Traces Nucléaires
- E(%): Erreur relative sur la densité des traces
- E : Energie cinétique
- Φ : Fluence conventionnelle
- Φ_1 : Fluence conventionnelle 1
- Φ_{962} : Fluence déterminée à partir du moniteur 962
- Φ_{963} : Fluence déterminée à partir du moniteur 963
- FCT, FCT3 : Standard géologique Fish Canyon Tuff
- G : Rapport des densités selon une géométrie $2\pi r_{fo}/4\pi r_{so}$
- g' : Rapport des densités selon une géométrie $2\pi r_{fo}/4\pi r_{so}$
- g : Rapport des densités selon une géométrie $2\pi r_{fo}/2\pi r_{so}$
- η : Facteur d'enregistrement des traces de fission
- $\eta_{1,2}$: Facteur d'efficacité de révélation des traces
- I : Rapport isotopique naturel de l'uranium
- λ : Constante de désintégration totale de l'uranium
- λ_{α} : Constante de désintégration totale de l'uranium
- λ_{β} : Constante de désintégration totale de l'uranium
- λ_{sp} : Constante de décroissance par fission spontanée de l'²³⁵U
- L : Longueur moyenne projetée des traces de fission
- L_i : Longueur moyenne projetée des traces induites
- L_f : Longueur moyenne projetée des traces fossiles
- L_{in} : Longueur confinée des traces induites
- L_{fn} : Longueur confinée des traces fossiles
- L_{ap} : Longueurs confinées d'apatites de l'échantillon
- L_{vm} : Longueur confinée moyenne d'apatites volcaniques
- N_f : Nombre total de traces fossiles comptées
- N_i : Nombre total de traces induites comptées
- N_j : Nombre total de traces fossiles comptées dans le grain j
- N_{i,j} : Nombre total de traces induites comptées dans le grain j
- N_{if} : Nombre total de traces fossiles et induites comptées
- NIST : National Institute of Science and Technology
- ρ_f : Densité des traces induites dans le dosimètre
- ρ_i : Densité des traces induites dans l'échantillon
- ρ_{if} : Densité des traces fossiles dans l'échantillon
- ρ_{if} : Densité des traces fossiles et induites dans l'échantillon
- ρ_{fo} : Densité des traces fossiles
- ρ_{fn} : Densité nouvelle des traces induites normalisées par le rapport des longueurs de fossiles et induites
- PAZ : Partial Annealing Zone
- R : Parcours moyen d'un fragment de fission
- R_{235}^{238} : Rapport des longueurs moyennes des traces de fission révélables
- R_{ca} : Rapport Cadmium
- RT3, RT4 : Positions d'irradiation des standards 962 et 963
- σ : Dispersion des comptages des traces
- σ : Précision sur la moyenne
- σ_p : Précision sur la moyenne calculée selon Poisson
- σ_f : Précision sur l'âge trace de fission
- t_{app} : Age apparent trace de fission
- t_c : Age corrigé à la température de l'isotherme de 60 °C
- T_{sp} : Demi-période de la fission spontanée d'un élément
- T : Température
- T_d : Température du début d'enregistrement des traces, base de la PAZ
- T_f : Température de la fin d'enregistrement des traces, fin de la PAZ
- TF : Traces de Fission
- TAZ : Total Annealing Zone
- TRZ : Total Retention Zone
- V : Vitesse d'attaque globale du détecteur
- V_f : Vitesse d'attaque le long de la trace proprement dite
- x : paramètre de correction de l'âge apparent
- ζ : Paramètre zeta