



HAL
open science

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

Jean Jacques Nziengui

► **To cite this version:**

Jean Jacques Nziengui. 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. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT: . tel-00452118

HAL Id: tel-00452118

<https://theses.hal.science/tel-00452118>

Submitted on 1 Feb 2010

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

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

TS 93/GRE1/0033

double

TS 93 / GRE1 / 0 0 3 3

DOUBLE *SPX*



THESE

présentée par

NZIENGUI Jean-Jacques

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Sciences de la Terre
Mention : Géochimie

**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**

Date de soutenance : 25 février 1993

Composition du jury :

M. A. PECHER	Professeur, Grenoble I	Président
M. J.M. LARDEAUX	Maître de conférence, Lyon	Rapporteur
M. J.C. HUNZIKER	Professeur, Université de Lausanne (Suisse)	Rapporteur
M. I.M. VILLA	Professeur, Université de Bern (Suisse)	Rapporteur
M. G. MENARD	Chargé de recherche, Université de Savoie	Examineur
M. G. BONHOMME	Directeur de recherche, Grenoble I	Directeur de Thèse

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines,
URA 69 - CNRS, Grenoble I, France



THESE**DOUBLE**

présentée par

NZIENGUI Jean-Jacques

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Sciences de la Terre
Mention : Géochimie

**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**

Date de soutenance : 25 février 1993

Composition du jury :

M. A. PECHER	Professeur, Grenoble I	Président
M. J.M. LARDEAUX	Maître de conférence, Lyon	Rapporteur
M. J.C. HUNZIKER	Professeur, Université de Lausanne (Suisse)	Rapporteur
M. I.M. VILLA	Professeur, Université de Bern (Suisse)	Rapporteur
M. G. MENARD	Chargé de recherche, Université de Savoie	Examineur
M. G. BONHOMME	Directeur de recherche, Grenoble I	Directeur de Thèse

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines,
URA 69 - CNRS, Grenoble I, France

t93/157



AVANT-PROPOS

Au terme de ce mémoire, je mesure combien je dois à mon maître du Centre de Géochimie de la Surface (Institut de Géologie) à Strasbourg, Francis WEBER. Il a guidé avec bienveillance mes premiers pas dans la recherche lors de mon stage de DEA effectué sur l'étude de la diagenèse des sédiments pétrolifères du delta fossile de la Mahakam (Indonésie) au moyen des inclusions fluides. C'est pourtant de ses encouragements, de son aide, voire même de sa confiance, jamais mesurés que je me sens le plus redevable : grâce à lui j'ai pu obtenir, auprès de Michel BONHOMME, ce sujet de thèse; qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je tiens à exprimer aussi toute ma gratitude aux personnes qui ont su m'aider et m'orienter dans la réalisation de ce travail.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord au Professeur Arnaud PECHER, qui a bien voulu assurer, avec Michel BONHOMME, la co-direction de ce travail, et me fait en plus l'honneur de présider mon Jury. Durant toutes ces années de recherches, il n'a ménagé ni son temps, ni ses critiques et le poids de sa compétence concernant les inclusions fluides, pour que ce travail aboutisse au présent mémoire : je lui en suis particulièrement reconnaissant.

Au Professeur Georges MASCLE, Directeur de recherche au CNRS, pour son accueil chaleureux au sein de l'unité de recherches URA 69 - CNRS dont il assure la direction, je l'en remercie sincèrement.

A Michel BONHOMME, Directeur de recherche au CNRS, qui a pris le risque de me confier un travail presque neuf en géochronologie, et en a suivi, avec Arnaud PECHER, la progression. Il l'a fait avec un tel enthousiasme que ce travail de thèse s'est rapidement transformé en aventure scientifique à la fois passionnante et enrichissante. Il s'est, entre autres, à maintes reprises, penché sur mes problèmes notamment financiers. Je lui en suis donc trop redevable, et je veux qu'il trouve ici toute mon estime...

A Gilles MENARD, Chargé de recherche au CNRS, qui a manifesté un grand intérêt à ce travail, et qui a fait tout son possible pour m'aider grâce à sa grande connaissance des Alpes : malgré ses multiples occupations, il a toujours su trouver le temps de s'intéresser à l'avancement de mon travail et me prodiguer des conseils. Cette précieuse collaboration m'a été très bénéfique pour confirmer certaines hypothèses et conclusions. Il m'est agréable de pouvoir lui en témoigner ici mes très vifs remerciements.

Je remercie plus particulièrement Monsieur I. M. VILLA, qui m'honore de sa présence au Jury en qualité de rapporteur, et d'avoir accepté de m'accueillir dans son laboratoire "Isotopéologie" (Université de Bern) pour une séance de travail. Cette discussion m'a été d'un très grand secours.

J'exprime aussi ma gratitude à Messieurs J. C. HUNZIKER, de l'Université de Lausanne et J. M. LARDEAUX, de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon, de s'être intéressés à ce travail, d'avoir voulu consacrer une partie de leur précieux temps à l'examen de mon manuscrit et d'honorer de leur présence mon Jury, en tant que rapporteurs.

Les essais de microthermométrie sur inclusions fluides ont été réalisés au laboratoire de l'I.R.I.G.M - L.G.I.T, grâce à Jean-Pierre GRATIER et Liliane JENATTON qui m'ont chaleureusement accueilli dans ce laboratoire, et m'ont également fait bénéficier de leur grand savoir sur les inclusions fluides. Leur franche collaboration m'a été indispensable pour mener à bien ce travail; je leur en suis très reconnaissant.

Je tiens tout spécialement à remercier François DEBON d'avoir laissé à ma disposition son bureau pour la frappe de ce mémoire, de m'avoir prodigué de nombreux conseils, et encouragé au cours de son élaboration.

Que Monsieur H. MALUSKI, de l'Université de Montpellier, qui a bien accepté de lire mon manuscrit, soit assuré de ma reconnaissance.

J'ai aussi beaucoup de plaisir à remercier J. C. BARFETY, J. P. BOUILLIN, Thierry DUMONT, Jean-Louis MUGNIER, Elisabeth CARRIO, pour les nombreux services qu'ils m'ont rendu.

Mes remerciements s'adressent également à toutes les personnes de l'Institut Dolomieu et de l'I.R.I.G.M, techniciens par exemple, sans qui, ce mémoire n'aurait jamais vu le jour : François SENEBIER, Francis COEUR, Raoul DOMEYNE, Jacques COCHET, Jean-Claude DEMENJON, Martine ARGOT, Christiane LOUVAT, Claudie SENEBIER, Madame TALOUR, Nicole REVOL, Bernadette ARNAUD, Madame USELLE, Francine KELLER, Jean-Paul REVOL, Daniel ARNAUD, Yves GARNIER (I.R.I.G.M) ...

Je ne saurais oublier mes collègues étudiants - chercheurs (du 3^{ème} cycle), parmi lesquels : Rosa Penha DOS SANTOS, Lidia Maria VIGNOL MEDEIROS LELARGE, Jean-Marie LEONARD, Isma AMRI, Madi ATMAN, Olivier DORIGHEL, Santa-man RAI, "Edo" CHALARON, "Stéphy" GUILLOT, Yves LEMENNICIER, Pascaline GIBRALTA,..., à tous un grand merci et qu'ils soient également assurés de mon amitié durable.

Je suis aussi redevable envers tous mes amis extérieurs à la géologie alpine qui ont contribué à divers titres à l'aboutissement de cette thèse, par exemple : Charles LOUMINGOU, Thierry BOBIANGA, Roger Renard NKOUNKOU, Serge GOMA, Thierry RINCKENBACH, Gabriel NZOBADILA, Judith EYA NSEFOUME, Rüdiger RITTNER, Carine CORDIER, Heinz WIEDL, Juan ECHAGÜE, la famille LARNAUDIE, Eric BRUN, et sans oublier tous ceux qui n'ont pas leurs noms cités ici; mais qu'ils veulent bien croire à toute ma gratitude.

Je tiens également à remercier l'équipe dirigeante de la Cité Universitaire du Rabot (où je réside depuis mon arrivée à Grenoble) et en particulier à madame la Directrice Yvonne BASSALER pour ses encouragements.

Enfin, mes pensées et aussi toute ma gratitude vont à mon oncle Vincent de Paul DIBONDO IKAPI pour son aide surtout financière, à Margit Traute UNTCH qui a toujours été, depuis trois ans, à mes côtés pour me soutenir et à m'encourager, et à mes parents que je n'ai pas revu depuis cinq ans. Je leur dédie ce travail, ainsi qu'à mon grand-père Pierre IKAPI DIBONDO et à mon frère cadet qui, eux, n'ont pas eu l'occasion d'en voir l'accomplissement.

RESUME

De fortes concentrations d' ^{40}Ar radiogénique en excès ont été découvertes sur des remplissages quartzeux de fissures alpines par la méthode de datation conventionnelle K - Ar. Cet argon radiogénique en excès se localiserait préférentiellement dans les inclusions fluides du quartz. La caractérisation thermo-barométrique de ces inclusions indique qu'elles ont piégé des fluides associés au métamorphisme régional. Leur analyse K - Ar a montré des rapports isotopiques $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ d'argons anormaux à l'échelle régionale. Le piégeage de ces fluides s'effectuerait au début du refroidissement général, juste après le pic du métamorphisme.

La datation conventionnelle des phyllosilicates fournit des résultats hétérogènes et plus vieux que l'âge géologique possible. Mais, si l'on considère que l'âge K - Ar d'un phyllosilicate métamorphique correspond aussi au début du refroidissement, il y a identité entre l'âge de ces phyllosilicates et le moment du piégeage des inclusions fluides des quartz. Ceci autoriserait la simple soustraction de l'excès d'argon radiogénique contenu dans les quartz de celui mesuré dans les phyllosilicates. De façon surprenante, bien que ce procédé ne puisse être considéré comme totalement valide, les âges corrigés calculés correspondent à l'âge supposé du métamorphisme.

Le fait caractéristique majeur des unités étudiées dans ce travail, est leur relative "impermeabilité". Tout événement métamorphique affectant ces séquences, provoque la libération de l'argon radiogénique préalablement accumulé. Cet argon ne peut s'échapper totalement et reste partiellement dissout dans les fluides formés durant le métamorphisme. Ces fluides sont donc enrichis en ^{40}Ar radiogénique, et piégés dans "tous les minéraux", y compris les quartz, pendant leur croissance.

Mots clés : Quartz, Fissures, Phyllosilicates, Métamorphisme, Datation K - Ar, Inclusions fluides, Microthermométrie, Excès d'argon.

ABSTRACT

High amounts of excess ^{40}Ar have been discovered during normal processing of fissure quartz for conventional K - Ar dating. The study of those quartz suggests that the best candidates for the location of that excess radiogenic argon are the fluid inclusions. The study of the fluid inclusions lead to the conclusion that they have trapped metamorphic fluids characterized by regional anomalies in the $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ ratios. Trapping date corresponds to the regional cooling, right after the metamorphism peak.

Conventional K - Ar dating of phyllosilicates gives heterogeneous results which are much older than the inferred geological age. But, if one consider that the K - Ar age of a phyllosilicate

also corresponds to the beginning of the cooling, this date and the fluid trapping in quartz are contemporary. This might allow for a simple subtraction of the radiogenic argon excess measured in quartz from that measured in the phyllosilicates. Surprisingly, although this relationship is debatable, the calculated corrected ages fit with the assumed date of the metamorphism.

The main feature of the studied series is their "impermeability". Any metamorphic event affecting the sequences releases the previously accumulated radiogenic argon. This argon cannot escape totally and remains partially dissolved in the fluids formed during the metamorphism. This fluids are then trapped in all minerals, including quartz, during their growth.

Key words : Quartz, Fissures, Phyllosilicates, Metamorphism, K - Ar dating, Fluid inclusions, Microthermometry, Argon excess.

ZUSAMMENFASSUNG

Hohe Konzentrationen an überschüssigen radioaktiven ^{40}Ar wurden bei der Konventionellen K - Ar Datierung (Altersbestimmung) der Quarzeinschlüsse in Fissuren alpiner Gesteinsproben entdeckt. Dieses Argon befindet sich bevorzugt in der flüssigen Einschlüssen des Quarzes. Ihre thermobarometrische Charakterisierung zeigt, daß die eingeschlossenen Flüssigkeiten mit dem regionalen Metamorphismus Zusammenhängen. Die K - Ar - Analyse weist auf regionaler Ebene Anomalien im $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ Verhältnis auf. Die Flüssigkeit wurde zu Beginn der allgemeinen Abkühlung eingefangen, direkt nach dem Höhepunkt des Metamorphismus.

Die Konventionelle "Datierung" der Phyllosilikate ergibt ungleichmäßige Ergebnisse, die ein höheres Alter nahelegen als das erwiesene geologische Alter. Wenn man aber davon ausgeht, daß das durch das K - Ar - Verhältnis festgestellte Alter eines Phyllosilikates ebenso mit dem Zeitpunkt des Beginns der Abkühlung übereinstimmt, muß dieses Alter mit dem des Flüssigkeitseinschlusses im den Quarzen identisch sein. Dieser Umstand erlaubt es, den Überschluß an radioaktiven Ar im Quarz von dem der Phyllosilikate abzuziehen. Obwohl diese Vorgehensweise angefochten werden kann, stimmen die sich ergebenden korrigierten Alterswerte überraschend gut mit dem erwarteten Zeitpunkt des Metamorphismus überein.

Die Wichtigste Eigenschaft der untersuchten Proben ist ihre relative "Undurchlässigkeit". Jedes metamorphische Ereignis, das diese "Falge" betrifft, bewirkt die Freisetzung des vorher angesammelten radioaktiven Ar. Dieses Argon kann nicht frei entweichen und bleibt teilweise gelöst in den Flüssigkeit, die sich während des Metamorphismus bilden. Diese folglich mit ^{40}Ar angereicherten Flüssigkeit finden sich in "allen Mineralen", also auch im Quarz, wo sie während ihres Wachstums eingeschlossen werden.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	9
PREMIERE PARTIE : PRESENTATION GENERALE	
Chapitre I - Données géologiques de la région	15
DEUXIEME PARTIE : LES METHODES D'ETUDE	
Chapitre II - Etude des inclusions fluides : la microthermométrie	31
Chapitre III - Préparation des échantillons en vue de leur datation isotopique : méthode K - Ar	47
TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET INTERPRETATIONS	
Chapitre IV - Les inclusions fluides : marqueurs des conditions du métamorphisme	75
Chapitre V - L'argon radiogénique dans les remplissages quartzeux des fissures alpines : implications pour la méthode de datation K - Ar	119
REMARQUES - CONCLUSIONS	163
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	169
LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX	181
TABLES DES MATIERES	187
ANNEXES	191

INTRODUCTION

Ce mémoire est une contribution à l'étude du métamorphisme des séries externes des Alpes occidentales françaises. Ces dernières années, ces séries ont fait l'objet de recherches qui ont permis d'obtenir des informations précises sur de nombreux problèmes, mais en posant aussi beaucoup d'autres. Par exemple, l'âge du métamorphisme de ces séries est l'un des problèmes souvent posés car il demeure un point très mal élucidé. Les données jusqu'à présent disponibles dans les Alpes occidentales (Bocquet, 1974; Hunziker, 1974; Demeulemeester, 1982) ont montré que les âges obtenus par les différentes méthodes radiochronologiques (par exemple K - Ar et Rb - Sr) ne permettent pas de conclure sur ce domaine. Ces âges sont, en effet, variables dans toute la région considérée et étalés depuis 300 jusqu'à 15 Ma. En ce qui concerne la méthode K - Ar, les recherches récentes sur ce sujet (Bonhomme, et al. 1988), ont mis en évidence des excès d'argon radiogénique et les auteurs suggèrent qu'il est probable que les âges calculés soient perturbés par un héritage de cet argon au moment de la cristallisation. L'argon serait ainsi présent comme une composante des fluides métamorphiques minéralisateurs. Ces fluides sont piégés sous forme d'inclusions dans les minéraux au cours de leur croissance.

L'objectif principal de l'étude est donc une analyse par la méthode K - Ar des inclusions fluides. Le but final est de vérifier si la phase fluide des inclusions contient de l'argon radiogénique en excès, et d'évaluer l'importance de cet excès d'argon pour la datation du métamorphisme.

Je rappelle que tout minéral potassique produit de l'argon 40 radiogénique par transmutation naturelle du potassium 40. Cet argon s'accumule dans le minéral depuis la date de la cristallisation jusqu'à celle de toute perturbation postérieure : analyse, recristallisation, échauffement. Il peut donc arriver que certaines perturbations thermiques, chimiques ou mécaniques capables d'endommager ce minéral, provoquent le départ de son argon radiogénique. Cet argon peut alors être libéré dans un milieu géologiquement imperméable ou confiné, et par conséquent peut ne pas s'échapper complètement. Il reste dans le milieu et favorise l'enrichissement des fluides métamorphiques ou de cristallisation en argon 40 radiogénique (Bonhomme et al., 1988). Tout nouveau minéral potassique va alors contenir de l'argon 40 radiogénique de deux provenances différentes : l'accumulation naturelle à partir du potassium 40 depuis la date de la transformation jusqu'à celle de l'analyse et l'incorporation d'argon 40 en excès au moment de la recristallisation à partir du fluide métamorphique. Donc, tout minéral néoformé dans ces conditions aura une concentration en argon 40 radiogénique anormale, c'est -

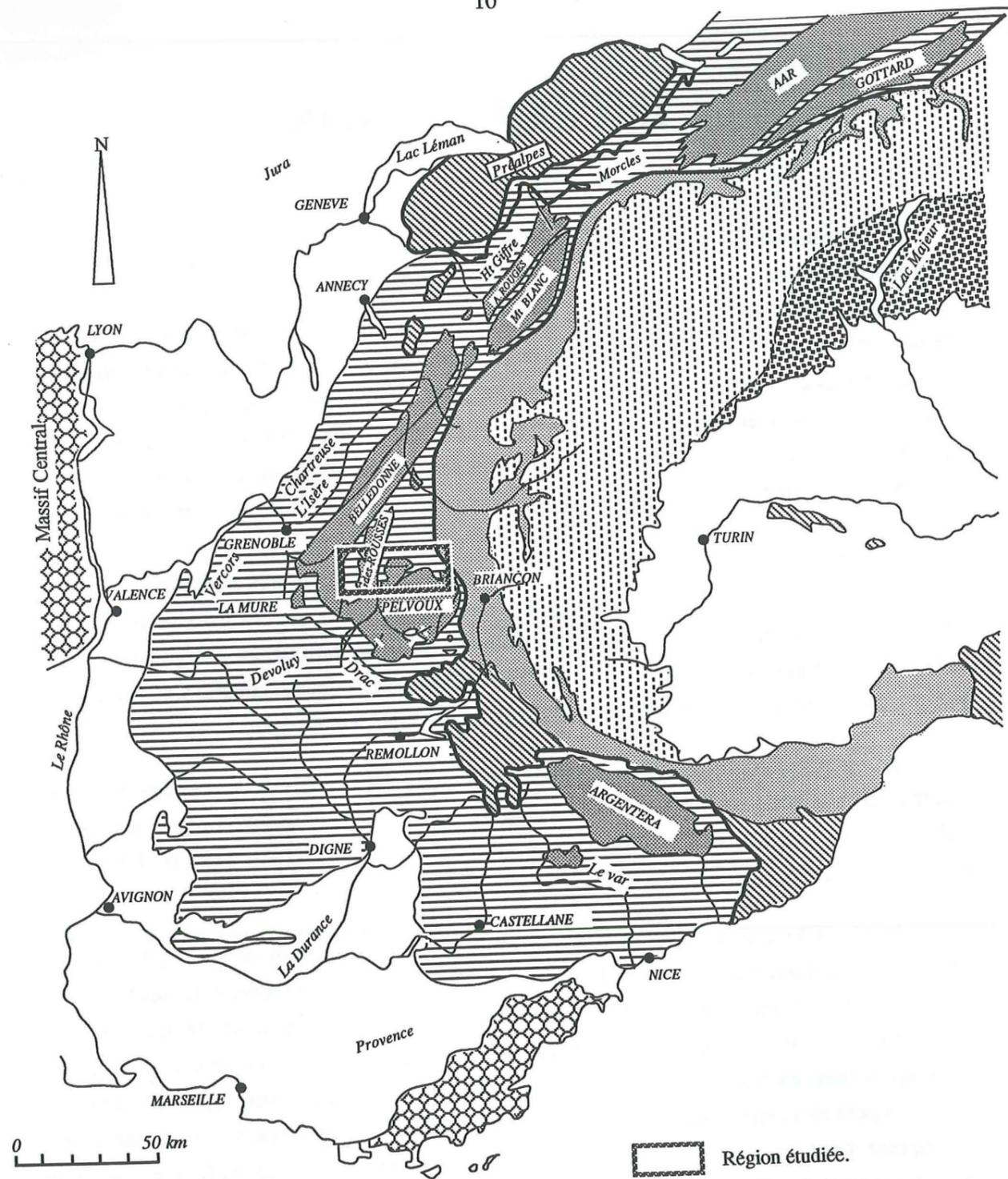


Fig. 1 - Situation géographique et géologique de l'arc alpin occidental (d'après Debelmas et Kerkhove, 1980)

Terrains périalpins		Zone alpine externe		Zones alpines internes	
	Socle		Couverture secondaire et tertiaire		Zone valaisane, subbriançonnaise et briançonnaise
	Couverture		Socle antétriasique (massifs cristallins externes)		Fylschs exotiques - Préalpes et terrains associés
					Zone piémontaise s.l. et massifs cristallins internes
					Austro et sud - alpins
					Chevauchement des zones internes

à - dire qu'elle ne sera plus conforme à celle qui serait issue de la seule transmutation naturelle du potassium de la roche dans des conditions géologiques normales. Autrement dit, une fois analysés ces minéraux afficheront un excès d'argon radiogénique apporté par les fluides minéralisateurs. Cet excès peut être directement caractérisé ou évalué en utilisant un minéral stable aux températures géologiques susceptibles d'être rencontrées et pauvre en argon qui dérive du potassium de la roche ou du minéral.

Le quartz, par exemple, qui présente plusieurs avantages dont notamment sa très grande pauvreté en potassium, sa richesse en inclusions fluides et le fait qu'on lui reconnaît une assez bonne retentivité vis à vis de l'argon, apparaît comme un excellent matériel pour mener cette étude sur les excès d'argon dans les fluides.

L'étude portera donc sur les quartz de remplissage des fissures tectoniques de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes des Alpes françaises (Belledonne, Grandes-Rousses et Pelvoux), (fig. 1). Ces fissures ont été prélevées soit près du Trias au voisinage de la limite socle - couverture, soit loin du Trias toujours dans les fissures tectoniques du sédimentaire. Les secteurs étudiés se situent dans une zone qui s'étend de la dépression structurale de Bourg - d'Oisans jusqu'aux environs de La Grave, le long de la vallée de la Romanche.

Ce travail (l'analyse par la méthode K - Ar des inclusions du quartz) sera précédé d'une analyse microthermométrique détaillée des mêmes inclusions pour en connaître mieux leurs caractères physico - chimiques (composition, densité) et conditions de pression - température de leur formation.

Les principales subdivisions de la présente étude seront les suivantes :

- 1) Une première partie consacrée à la présentation géologique générale de la région.
- 2) Une deuxième partie dans laquelle seront exposées les méthodes utilisées. Cette partie traitera successivement :
 - a - de la technique d'étude des inclusions fluides (étude microthermométrique)
 - b - de l'analyse du potassium par dosage ICP
 - c - de l'analyse isotopique par spectrométrie de masse de l'argon contenu dans les inclusions fluides du quartz.
- 3) Une troisième partie réservée à l'exposé et à l'interprétation des résultats obtenus.
- 4) Une dernière partie, de synthèse des résultats et conclusions.

PREMIERE PARTIE :

PRESENTATION

GENERALE

CHAPITRE I

DONNEES GEOLOGIQUES DE LA REGION

I - CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

II - REMPLISSAGE DES FISSURES : PARGENESES MINERALES

III - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LE METAMORPHISME
DES ALPES OCCIDENTALES

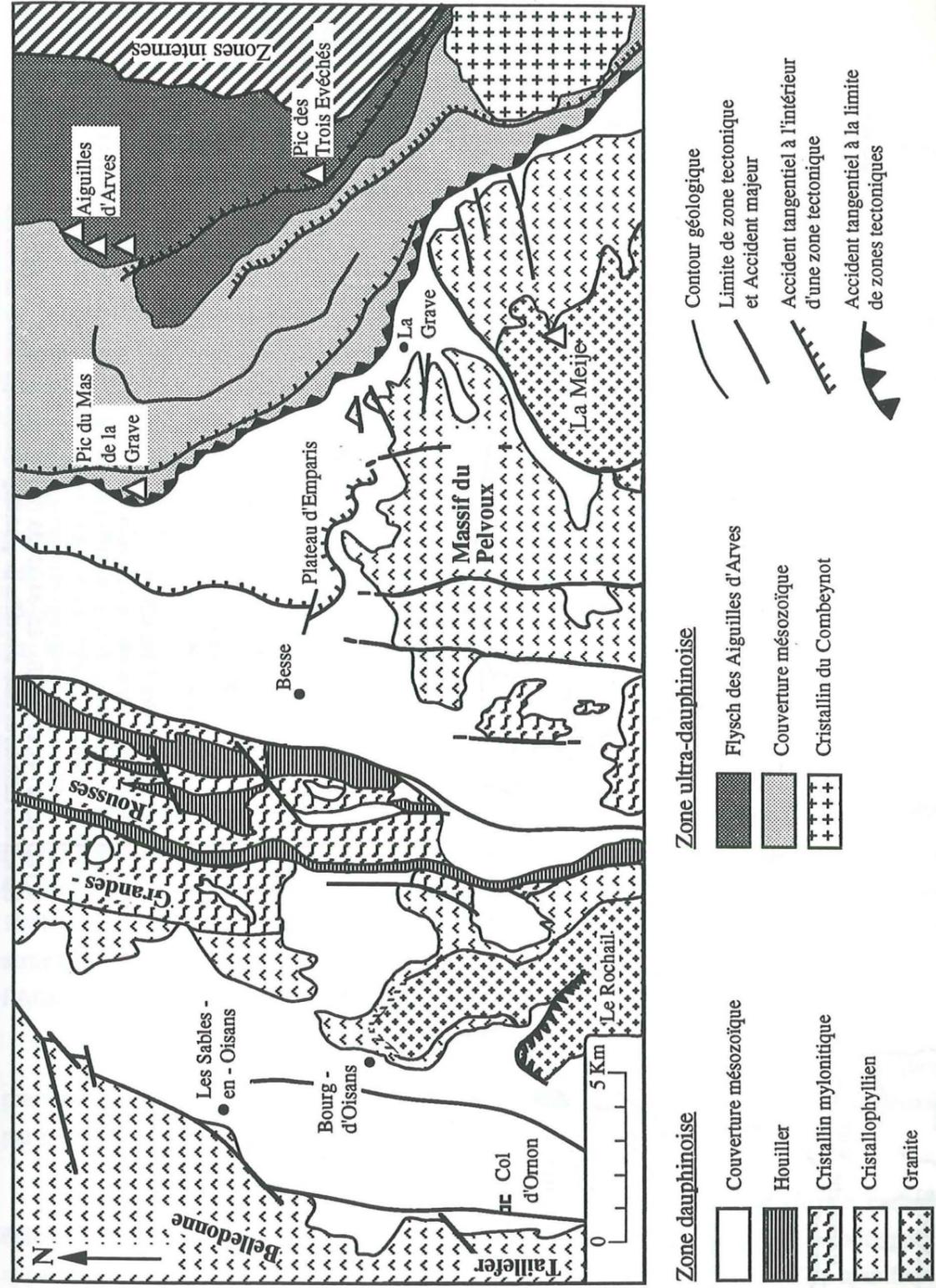


Fig. 2 - Schéma structural de la région étudiée (Largement inspiré de Bernard 1978)

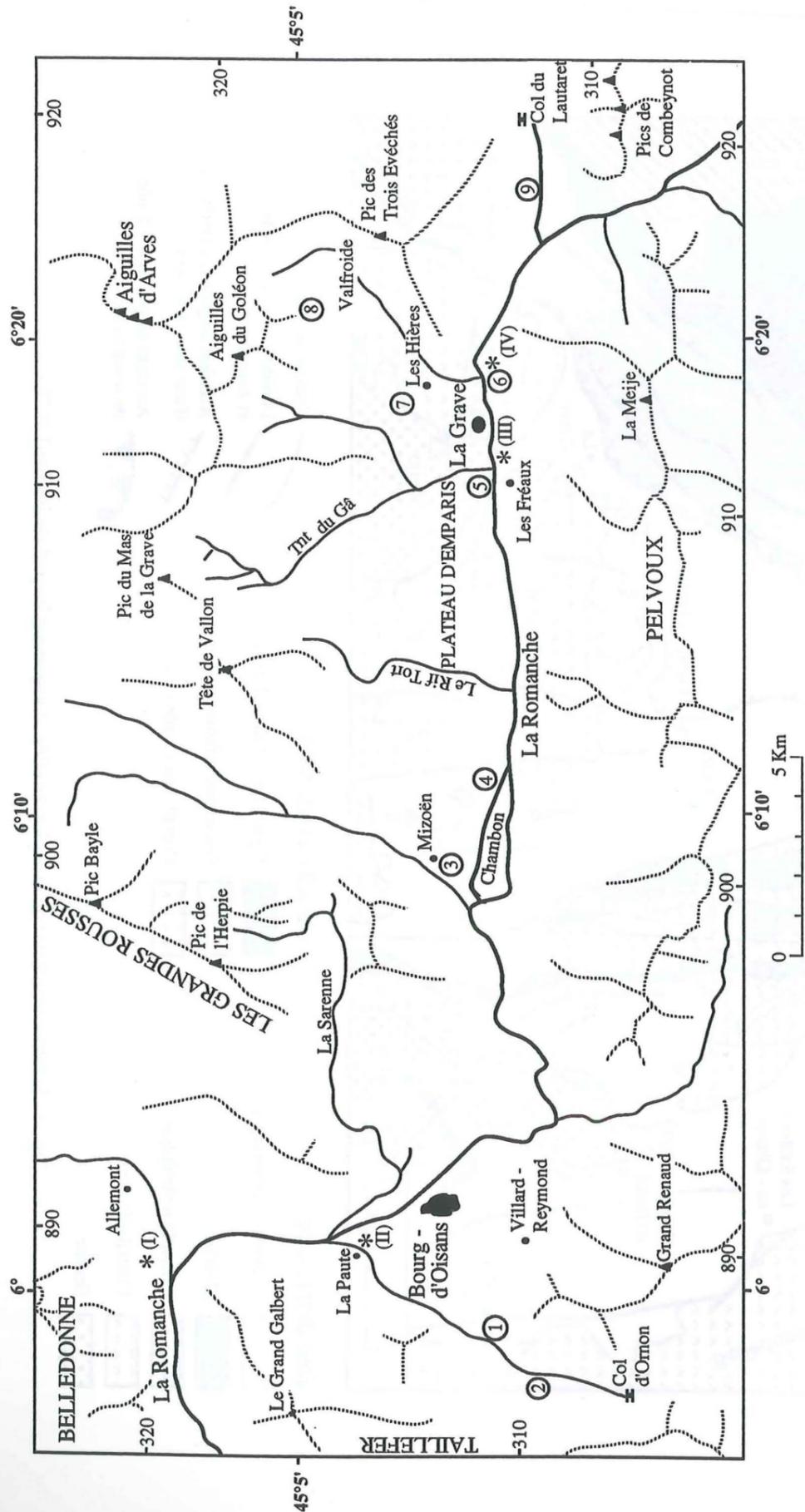


Fig. 3 - Localisation des échantillons

○ Points d'échantillonnage des quartz (numéros encadrés) :

1 : 89MB28; 2 : 89MB29 à 89MB32; 3 : 88MB01 à 88MB04; 4 : 89MB18 à 89MB21; 5 : 89MB14 à 89MB17; 6 : 89MB11 à 89MB13; 7 : 89MB01 à 89MB10; 8 : 89MB22 à 89MB24; 9 : 89MB25 à 89MB27.

* Points d'échantillonnage des phyllosilicates (numéros en chiffres romains) :

(I) : 82 - 42, 82 - 43, 82 - 47; (II) : 82 - 34, 82 - 35; (III) : 82 - 21, 82 - 22, 82 - 23; (IV) : 82 - 17 et 82 - 18.

Les amorces chiffrées du cadre sont celles du quadrillage kilométrique Lambert III zone sud.

Chiffres gras à l'extérieur du cadre sont ceux des coordonnées géographiques : Est du Méridien International

DONNEES GEOLOGIQUES DE LA REGION

I - CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

1 - Généralités

Le domaine de l'étude se situe dans la zone externe des Alpes occidentales françaises. Il s'étend dans une zone limitée à l'Ouest par la bordure orientale des massifs de Belledonne et du Taillefer et à l'Est par le flysch des Aiguilles d'Arves (fig. 2 et 3). Il s'agit plus précisément de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes de Belledonne (extrémité sud), des Grandes - Rousses et du Nord Pelvoux. Cette couverture essentiellement mésozoïque fait partie de la zone dauphinoise autochtone et ultra-dauphinoise para-autochtone. Elle surmonte un socle constitué de terrains cristallins hercyniens. Ce socle est morcelé en différents massifs eux mêmes découpés en blocs séparés par des failles ou des fossés d'effondrement à remplissage sédimentaire (Trias - Lias - Dogger et aussi Malm), resserrés, écrasés, parfois même chevauchés par les bordures cristallines (Bordet, 1961; Carme, 1971; Debelmas, 1974; Gidon et al., 1976; Barfety et Gidon, 1982).

2 - Evolution tectonique et structurale

Après de nombreuses études locales qui ont permis de clarifier certains problèmes géologiques, le domaine dauphinois dont dépendent les zones dauphinoise et ultra-dauphinoise est désormais interprété comme un élément de la marge continentale de la Téthys ligure (Tricart, 1980; Lemoine, 1984; Bas, 1985; Grand, 1987; Dumont, 1988). L'évolution sédimentaire et structurale de cette zone est dans l'ensemble comparable à celle des marges passives de l'Atlantique (Graciansky et al., 1979).

Tous les auteurs précités reconnaissent la superposition de deux périodes tectoniques : la première est marquée par une tectonique synsédimentaire mésozoïque distensive et la deuxième, par une tectonique alpine cenozoïque en compression.

Entre une phase pré-rift marquée par une sédimentation de plate-forme carbonatée épicontinentale triasique et une phase d'expansion océanique caractérisée par la toute première apparition d'une croûte océanique au Jurassique supérieur - début Crétacé, il s'est manifesté une phase de rifting qui a déterminé les structures majeures de la marge. Cette phase se manifeste par

une tectonique synsédimentaire jurassique (probablement du Lias au Jurassique moyen) en distension. C'est au cours de cette période de rifting que s'individualisent alors les blocs crustaux basculés plurikilométriques qui donneront les massifs cristallins externes (Lemoine et al., 1981). Ces anciens blocs basculés de socle se trouvent limités à leurs bords orientaux par des failles normales synsédimentaires majeures à pendage Est (Barfety et al., 1979; Lemoine et al., 1981), telle, par exemple, la faille du Col d'Ornon (fig. 4). Chacun de ces blocs est, en général, affecté par un ensemble de failles synsédimentaires liasiques mineures (Barfety et Gidon, 1983; Grand, 1988). Cette structuration tectonique du socle a abouti à un motif de demi-horsts et de demi-grabens (on peut citer, par exemple, le demi-graben actuel du synclinal de Bourg - d'Oisans, fig. 4) qu'occupent les différentes formations mésozoïques d'épaisseur généralement variable (Trift, 1983; Barfety, 1985). Dans la zone étudiée (fig. 1 et 2), ces terrains affleurent d'Ouest en Est entre un Trias composé de calcaires dolomitiques et cargneules, moins épais (quelques dizaines de mètres d'épaisseur), et un Jurassique supérieur composé de calcaires et de marnes (environ 2000 m d'épaisseur). Que ce soit dans le bassin de Bourg - d'Oisans ou dans les dépressions sédimentaires du Nord Pelvoux, le Lias dauphinois présentent deux grands ensembles lithologiques (Barfety, 1985) : à la base, le Lias calcaire (presque complet à "Bourg - d'Oisans") (fig. 5), et au sommet le Lias schisteux, plus argileux.

La fermeture de l'océan téthysien et la collision de ses deux marges intervient au Crétacé supérieur - Tertiaire. Elles sont la conséquence de l'inversion du mouvement relatif entre l'Afrique et l'Europe (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1976; Tapponnier, 1977; Westphal, 1976; Westphal et al., 1978). Ainsi s'installe dans la région, un régime global de tectonique en compression. Cette compression alpine cénozoïque se traduit à l'échelle de la chaîne par des déformations assez intenses aussi bien dans la couverture [plusieurs générations de plis, clivage schisteux et charriages (Gratier et al., 1973; Gratier et Vialon, 1980; Vialon, 1986)], qu'au niveau du socle (chevauchements et décrochements), d'accidents redressés ou couchés en profondeur (Ménard, 1979; Barfety et Gidon, 1983; Grand, 1987). Dans le bassin de Bourg - d'Oisans, par exemple, on relève des plis droits, très serrés dans les fonds des vallées, et possédant une schistosité de plan axial très raide comprise entre $N0^\circ$ et $N20^\circ$, pentée vers l'Est. Des directions de plis voisines de $N120$ à $N150$ ont été aussi relevées au SW de Villard - Reymond (dans la vallée de l'Isère située près du Rivier). L'organisation de plis transverses a été également étudiée dans le bassin de Bourg - d'Oisans (Gidon, 1979; Barfety et Gidon, 1990; Vialon, 1974, 1986). Selon certains travaux (Gidon, 1979, par exemple), ces plis transverses seraient des plis précoces rapportables à la tectonique anténummulitique, tandis que d'autres (Vialon, ci-dessus cité) les considèrent comme des plis réorientés durant la déformation principale. Dans les zones dauphinoises et ultradauphinoises, séparées par un contact anormal majeur qui passe par le versant ouest du Pic du Mas de la Grave (fig. 2), la schistosité d'ensemble est très "pénétrative" et variable suivant les formations. Elle est en général comprise entre $N0^\circ$ et $N45^\circ E$.

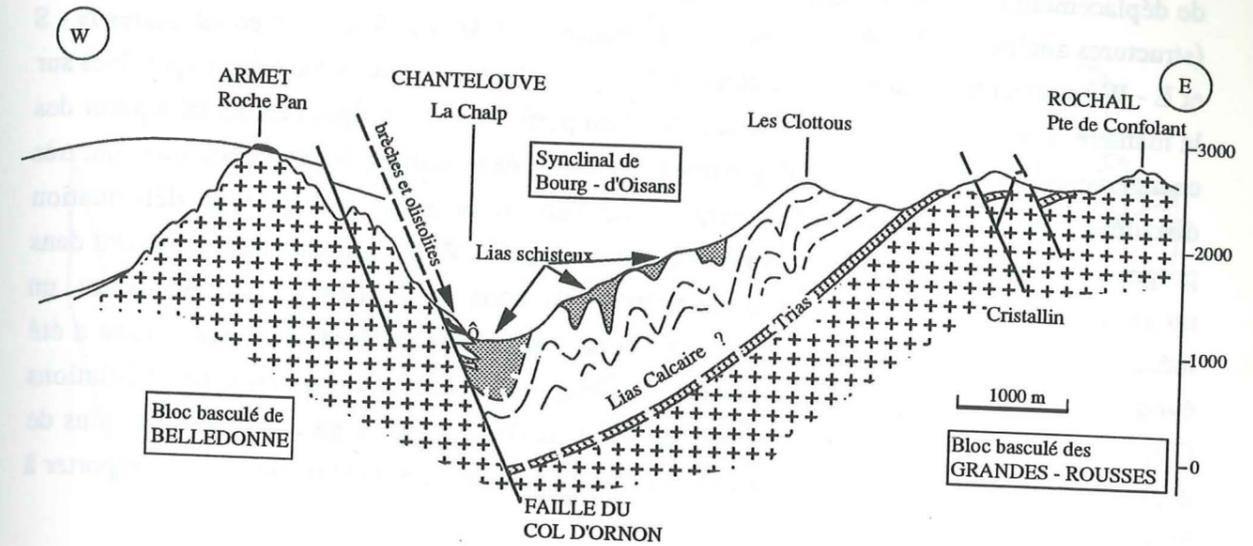


FIG. 4 : Exemple de demi-graben actuel et synsédimentaire : Le synclinal de Bourg - d'Oisans (Barfety et Gidon, 1984).

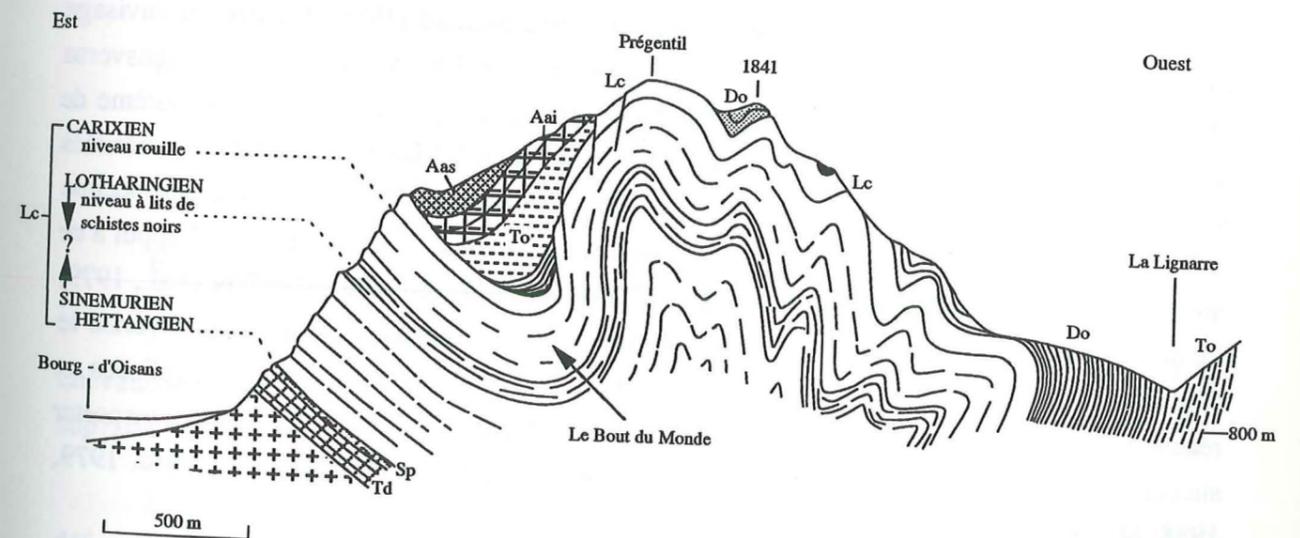


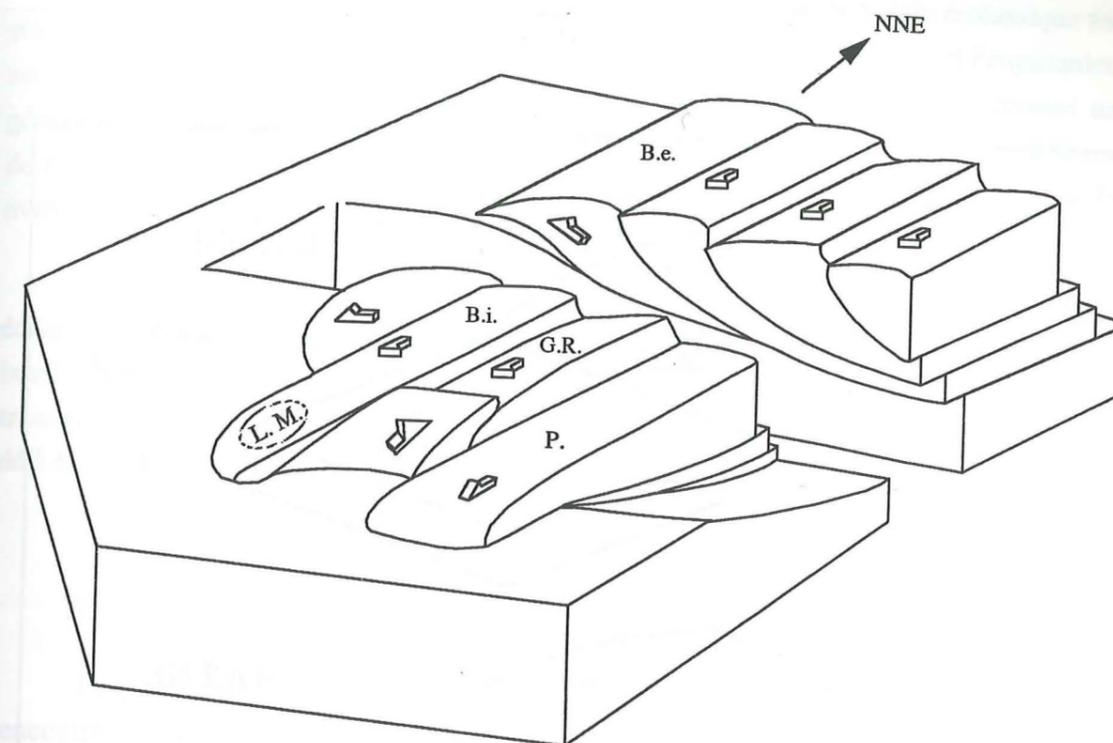
Fig. 5 - Structure du synclinal de Villard - Reymond dans le bassin de Bourg - d'Oisans (Barfety et Gidon, 1983)

Td : Dolomies triasiques, Sp : Spilites triasiques, Lc : Lias calcaire, Do : Domérien, To : Toarcien, Aai : Aalénien inférieur, Aas : Aalénien supérieur (Do - Aai = Lias schisteux).

3 - Evolution cinématique

L'analyse de la déformation interne à la chaîne a permis de mettre en évidence des traces de déplacement Est - Ouest (structures ultérieures N - S), mais aussi de déplacement Nord - Sud (structures antérieures E - W). Cette partition géométrique de la déformation en structures N - S et E - W est essentielle; son étude a conduit plusieurs géologues à construire des hypothèses sur la manière dont s'est édifiée la chaîne alpine, et en particulier l'Arc alpin occidental à partir des changements d'orientation cinématique des structures. Les modalités de cette évolution sont très discutées : un mécanisme de structuration de l'arc alpin occidental du type déformation progressive avec réorientation des structures antérieures E - W par glissement et étirement dans un système de contraction N - S, a été proposé (Boudon et al., 1976). Plus récemment, un mécanisme combinant des déplacements successivement vers le Nord puis vers l'Ouest a été évoqué (Ricou, 1984), de même que des modèles traduisant la coexistence de translations (Tapponnier, 1977) et de rotations (Goguel, 1963; Gidon, 1974; Ménard, 1988). Pour plus de détails sur la signification de chacun de ces derniers modèles, les lecteurs pourront se reporter à Ménard (1988).

Pour ce qui est de la région étudiée ici (Haute Romanche et Bassin de Bourg - d'Oisans), les déviations locales des directions tectoniques observées (Gillchrist et al., 1987; Grand, 1987) et la déformation de la couverture au front des massifs cristallins externes (Vialon, 1986) semblent cohérentes avec l'évolution tectonique proposée Ménard (1988). Ce dernier envisage que l'ensemble des massifs cristallins externes, après avoir été soumis à un serrage transverse (Miocène inf.- moyen), serait repris ultérieurement (Miocène sup.- Actuel) dans un système de décro-chevauchements dextres le long de leur limites orientées NNE - SSW, orientations héritées du rifting liasique. Cela est compatible avec le modèle d'écaillage de la lithosphère européenne (Ménard, 1979; Ménard et Thouvenot, 1984; Mugnier et Ménard, 1986). Le principal appui à ce modèle reste l'existence des blocs basculés limités par de failles normales (Barfety et al., 1979; Lemoine et al., 1981). Ces failles, lors des chevauchements ultérieurs qui auraient favorisé le déplacement progressif des massifs de socle vers le NW (fig. 6a), seraient réutilisées et réactivées en sens inverse (phénomène d'inversion tectonique). Ceci aurait permis de transporter successivement d'Est en Ouest ces massifs en vastes écailles chevauchantes (Ménard, 1979, 1988; Mugnier et Ménard, 1986).



B. e. = rameau externe de Belledonne, B. i. = rameau interne de Belledonne,
G. R. = Grandes-Rousses, P = Pelvoux

Fig. 6a - Bloc - diagramme illustrant la tectonique actuelle du socle dans les Alpes occidentales (d'après G. Ménard, comm. écrite, 1993).

En fait, il s'agit en quelque sorte d'une évolution (dans le temps) en trois épisodes :

- 1 - Serrage transverse déformant la couverture dauphinoise interne associé au chevauchement pennique frontal (fig. 6b - 2), pendant l'Eocène sup. et l'Oligocène (moyen ?, sup?, ou Aquitaniien ?).
- 2 - Serrage transverse affectant socle et couverture dauphinoise (migration de la déformation de manière continue) durant l'Oligocène (?), et jusqu'au Miocène moyen - supérieur (chevauchement de socle situé en - dessous, c'est - à - dire chevauchement des massifs cristallins externes), (fig. 6b - 3).
- 2' - Reprise en décrochement (rotation à l'échelle de la chaîne) du chevauchement pennique frontal puis des accidents NNW - SSE affectant les massifs cristallins externes, durant le Miocène moyen - sup., et jusqu'à l' Actuel (?).

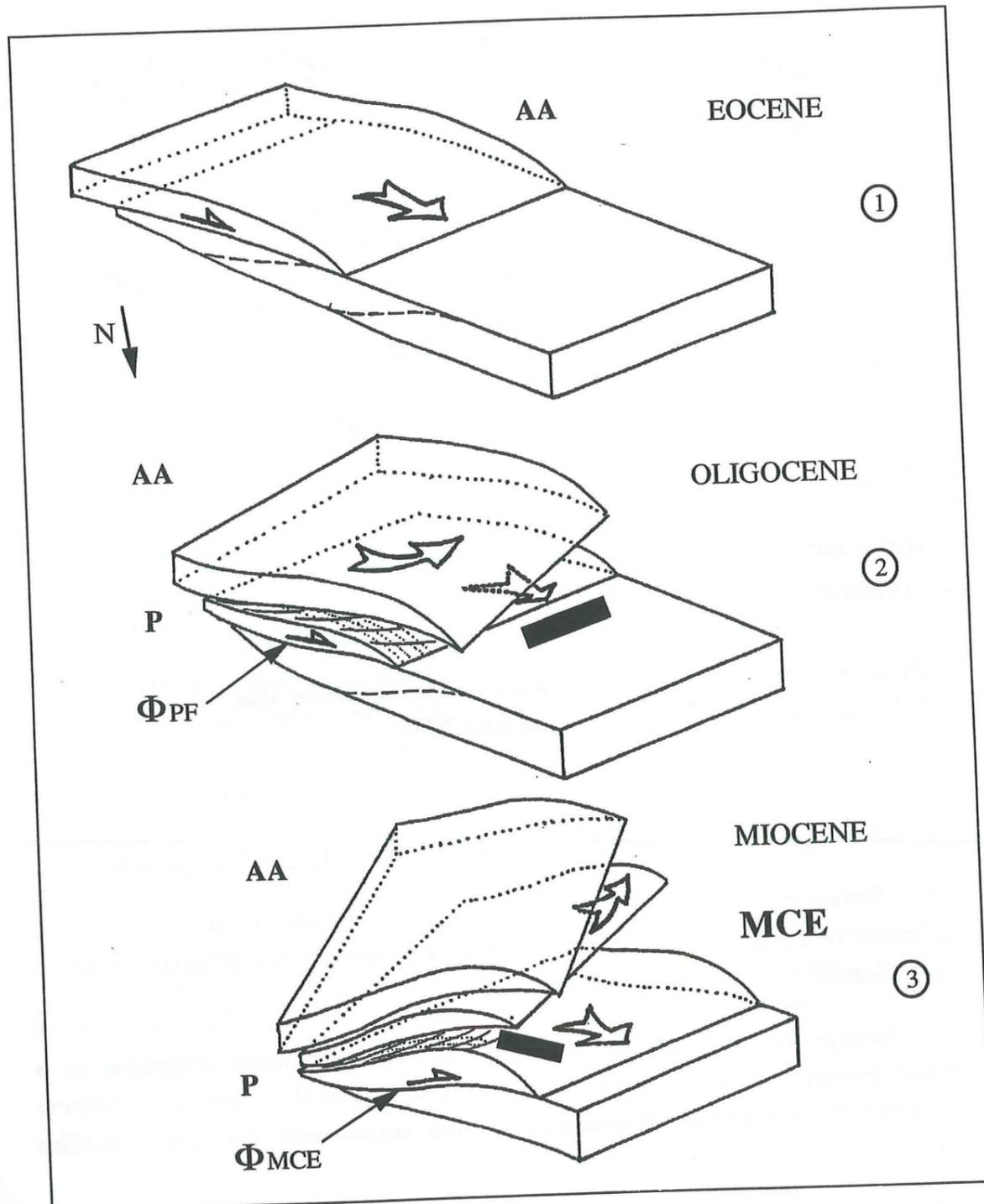


Fig. 6b - Evolution des chevauchements au cours du temps (Ménard, 1988)

légende :
 AA = Austro - alpin, P = Pennique, MCE = Massifs cristallins externes, Φ PF = chevauchement du pennique frontal, Φ MCE = chevauchement des massifs cristallins externes.
 Rectangle en noir = situation du domaine étudié (couverture dauphinoise) lors de l'évolution. Ainsi, les différentes étapes d'évolution citées dans le texte sont représentées par les blocs diagrammes 2 et 3.

Pour cette évolution, l'hypothèse proposée d'après l'histoire du bassin molassique franco-suisse (dépôt de la molasse d'eau douce probablement entre l'Oligocène sup. et l'Aquitainien, soit aux environs de 20 - 24 Ma; Mugnier et Ménard, 1986), est donc de déterminer un âge géochronologique datant la fin de l'épisode 1 et le début de l'épisode 2' (période de déformation de la couverture dauphinoise interne, déformation associée au chevauchement pennique frontal avant la surrection des massifs cristallins externes des Alpes françaises).

Dans le cadre de ce travail, il importe de signaler que les fissures tectoniques échantillonnées appartiennent aussi bien à la série des fentes plissées parfois, mais pas toujours, boudinées parallèles à la stratification et / ou à la schistosité principale, qu'à celle des fissures transverses sur la schistosité dans le Lias - Dogger. Ces différentes générations de fissures ont déjà été étudiées par Bernard (1978).

II - REMPLISSAGE DES FISSURES : PARAGENESES MINERALES

Le propos de ce paragraphe n'est pas de reprendre l'étude des paragenèses minérales rencontrées dans les différentes fentes alpines, ni celle de leur chronologie relative. De même l'étude des différents modes de remplissage ne sera pas entreprise ici. Pour une étude plus détaillée de ces aspects, les lecteurs pourront se référer aux travaux de Bernard (1978).

Je rappellerai cependant que le remplissage des fissures prélevées dans les diverses régions concernées par ce travail, est constitué principalement de calcite et quartz (remplissage quartzo - calcitique). Dans l'ensemble, les cristaux de calcite et quartz sont propres ou limpides (aucun élément des épontes n'est inclus dans le remplissage des fissures), les quartz sont pour la plupart laiteux, ce qui témoigne, sans doute, de leur richesse en inclusions fluides sub microscopiques. La disposition de ces cristaux permet d'envisager une croissance de type centripète (Phillips, 1974) : les cristaux poussent de l'éponte vers le centre de la fissure. Le plus souvent, la calcite croît à partir des épontes de la fissure. Elle est donc antérieure au quartz qui occupe, presque toujours, le centre de la fissure. Ce mode de remplissage est le type le plus fréquemment rencontré ici. Les travaux de Bernard (1978) soulignent aussi l'existence de croissance de type centrifuge (cristallisation du centre vers la périphérie de la fissure), de même que les mélanges des deux types de croissance soit dans la même fente, soit dans les différentes fentes d'un même affleurement.

La présente étude n'a porté que sur le quartz, ceci pour les raisons évoquées dans l'introduction. Elle aurait aussi pu être réalisée sur la calcite, mais cette dernière recrystallise très facilement et peut avoir été altérée lors des phases ultérieures du métamorphisme.

Ces cristaux (calcite, quartz) sont tous associés à la déformation alpine puisqu'ils ne se forment qu'après l'ouverture de la fente. Les conditions de pression - température de leur formation et disponibles actuellement, atteignent généralement celles du début du métamorphisme. Elles ont été surtout estimées grâce à l'étude des inclusions fluides de ces cristaux de quartz et calcite. Ainsi près du socle, ces études ont relevé pour les cristallisations synchronématiques dans les fentes synchisteuses une température de formation d'environ 335 à 350°C (Poty, 1969; Poty et al., 1974). Pour les secteurs éloignés du socle (Bernard et al., 1977; Bernard, 1978) la température de formation retenue, pour ces mêmes cristaux dans les fentes synchisteuses (ou plutôt précoces) du sédimentaire, est de l'ordre de 250°C. Les pressions fluides correspondantes (données par ces mêmes auteurs ci-dessus cités) se situent, en général, entre 200 et 250 MPa. Elles sont considérées comme trop importantes ou anormalement élevées pour une tranche de la couverture sédimentaire actuellement visible dans la région, et qui fait moins de 2000 m d'épaisseur. L'origine de ces fortes pressions fluides reste un point à élucider. Ces conditions sont toutefois compatibles avec celles qui ont été estimées par les cristallinités des illites (Arahamian, 1974). Elles semblent indiquer pour le domaine considéré un métamorphisme plutôt du type haute pression (?) et basse température.

III - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LE METAMORPHISME DES ALPES OCCIDENTALES

L'âge du métamorphisme des séries externes reste jusqu'à présent l'un des points qui est mal précisé dans l'histoire de la chaîne alpine. Ce problème de datation doit être abordé en distinguant les arguments stratigraphiques (Barfety et Gidon, 1982; Barfety, 1985; Barfety et al., 1986), géophysiques (Ménard, 1988) et métamorphiques, des résultats radiochronologiques.

Je rappelle que la datation géochronologique représente soit un âge de refroidissement (correspondant au franchissement d'un isotherme), soit un âge de recristallisation (datant le phénomène responsable de la formation et /ou de la transformation d'un minéral).

L'un des problèmes souvent posé par ces mesures est de trouver le moyen de les raccorder aux faits stratigraphiques, géophysiques et métamorphiques. Dans les Alpes occidentales, les mesures radiochronologiques sont peu nombreuses et relativement récentes (Bocquet, 1974; Bocquet et al., 1974; Frey et al., 1974; Hunziker, 1974; Pinault, 1974; Bonhomme et al., 1980; Bonhomme et al., 1988; et Demeulemeester, 1982). On sait que beaucoup de ces âges géochronologiques obtenus sur minéraux posent des difficultés d'interprétation en termes d'événements métamorphiques responsables de la formation, ou de la transformation de ces minéraux. Les âges obtenus dans un massif ou dans une même région pouvant être à la fois anciens et récents (Demeulemeester, 1982; Bonhomme et al., 1988).

Cependant, certains de ces travaux précités (Bocquet, 1974; Bocquet et al., 1974; Frey et al., 1974; Hunziker, 1974), ont montré trois groupes d'âges (80 - 100 Ma, 34 - 40 Ma, et ~ 30 - 15 Ma) qui semblent correspondre à trois événements tectonométamorphiques différents.

DEUXIEME PARTIE :

LES METHODES

D'ETUDE

CHAPITRE II

ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES : LA MICROTHERMOMETRIE

I - GENERALITES

II - REPARTITION DES INCLUSIONS FLUIDES DANS LE CRISTAL : CLASSIFICATION

III - ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES

ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES : LA MICROTHERMOMETRIE

I - GENERALITES

Les inclusions fluides sont de petites cavités formées au sein d'un minéral, et ayant gardé un certain volume de fluide. De ce fait, elles ont toujours été considérées comme des témoins directs du fluide ayant existé soit lors de la cristallisation soit lors de la cicatrisation des fractures intracristallines apparues pendant et/ou après la croissance du cristal. Selon que le fluide est piégé pendant ou après la croissance minérale, on différencie deux principaux types d'inclusions:

- Les inclusions fluides primaires qui se forment au cours de la croissance cristalline. Elles représentent en théorie des traces du fluide originel à partir duquel le minéral s'est formé. Par leur étude, on devrait avoir de précieux renseignements sur la croissance du minéral ou la formation de la roche mais aussi, sur les conditions de pression - température et composition de la phase fluide qui régnaient dans son environnement lors de sa croissance.

- Les inclusions fluides secondaires apparaissent au cours du remplissage et la cicatrisation des microfractures formées au cours de l'histoire ultérieure du cristal. Dans ces conditions et selon le cas, les inclusions piégées renfermeront soit le fluide originel, soit un fluide différent, reflétant alors une des étapes de l'évolution du milieu de cristallisation. Leur étude thermométrique fournit des informations intéressantes sur le rôle possible des variations de température et de pression au cours de cette évolution.

Très souvent ces différents types d'inclusions fluides sont présents au sein d'un même cristal. Pour pouvoir interpréter les données obtenues par l'étude des inclusions fluides, en les couplant avec d'autres données géologiques ou minéralogiques, il apparaît indispensable d'établir une chronologie relative des différentes générations d'inclusions par rapport à l'histoire du minéral (c'est - à - dire situer la formation des inclusions fluides dans l'histoire de la roche).

II - REPARTITION DES INCLUSIONS FLUIDES DANS LE CRISTAL: CLASSIFICATION

Depuis les anciens travaux de Deicha (1955), de Sorby (1958), jusqu'à certaines recherches plus récentes, par exemple celles de Freas (1961) ou de Roedder (1967a ; 1976), les auteurs ont toujours cherché à distinguer les inclusions primaires des inclusions secondaires en utilisant des critères géométriques ou morphologiques. En pratique, la distinction entre inclusions primaires et secondaires se fait surtout en suivant leur répartition selon les plans de croissance ou de cassure du cristal (fig. 7). Une fois déterminée la séquence chronologique des fluides préservés sous forme d'inclusions dans le cristal hôte, il faut les incorporer dans la séquence de la croissance minérale (Wilkins, 1990).

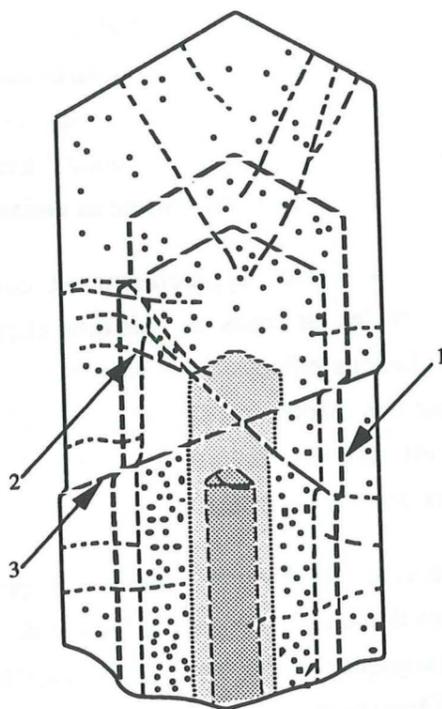


Fig. 7 - Chronologie des inclusions fluides dans un cristal (Eadington et Wilkins, 1980)
1 - Inclusions le long des surfaces de croissance (inclusions fluides primaires)
2 - Inclusions le long des fractures formées pendant la croissance du cristal (fractures précoces contenant par exemple des inclusions fluides secondaires)
3 - Inclusions le long des fractures post cristallo-génèse (fractures tardives dont les plans sont souvent soulignés par des alignements d'inclusions fluides secondaires).

En réalité, l'opposition entre inclusions fluides primaires et secondaires est sans doute trop schématisée. Ces dernières années, des données théoriques et expérimentales (Bilal, 1976; Touret, 1977, 1981; Konnerup-Madsen, 1979; Leroy, 1979; Bodnar et Beane, 1980; Kreulen, 1980; Sabouraud et al., 1980, 1981; Swanenberg, 1980; Pêcher, 1981; Gratier, 1982, 1984; Gratier et Jenatton, 1984) ont montré que les mécanismes qui aboutissent à l'inclusion telle qu'on la voit aujourd'hui sont complexes, et qu'après formation, son contenu peut avoir subi des modifications physico-chimiques importantes. On sait maintenant, d'après certaines expériences comme celles de Leroy (1979), Gratier (1982), Pêcher (1981), Pêcher et Boullier (1984), qu'en imposant à des inclusions fluides contenues dans un cristal de quartz synthétique des conditions telles que la pression interne P_i est différente de la pression de confinement P_c , par chauffage du cristal à pression atmosphérique ou en autoclave, il a été observé des changements parfois très rapides de densité des fluides dans les inclusions, témoignant ainsi des nouvelles conditions de pression - température (donc du nouvel équilibre). Ces phénomènes de rééquilibrage peuvent aussi, aboutir à des modifications de forme de l'inclusion. Ces changements ont été observés lors des expériences thermométriques de longue durée. Par exemple, Gratier (1982, 1984) montre au bout de 80 jours de chauffage des inclusions de 46°C au dessus de la température d'homogénéisation ($T_h = 252^\circ\text{C}$) et à pression ambiante (P_i initiale = 70 MPa), que les inclusions de forme irrégulière ou allongée acquièrent toutes une forme d'équilibre en "cristal négatif" par un processus de dissolution - cristallisation.

Ainsi certaines inclusions qualifiées de primaire sur les seuls critères morphologiques usuels (par exemple, inclusions fluides de forme en cristal négatif) peuvent être en réalité des inclusions dont la forme ou le contenu a été modifié après leur capture. Dans la nature, ceci peut être possible à travers un cycle métamorphique quelconque ou tout autre événement géologique.

III - ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES

Le postulat de base de toute étude des inclusions fluides peut s'énoncer ainsi : après fermeture, une inclusion correspond à une cavité qui dans l'histoire ultérieure de la roche, ne change pas de volume, et contient toujours la même masse de fluide. Ainsi il est admis donc, en première approximation au moins, que la masse volumique du fluide n'a pas variée depuis son piégeage.

Quand la température varie, des changements de phases (liquide / vapeur, Liquide / solide) vont se produire. L'étude des inclusions fluides par microthermométrie, se basera sur la mesure des températures des changements de phases observés dans l'inclusion pour obtenir deux sortes de données :

(i) - Des indications sur le chimisme du fluide piégé, obtenu à partir des températures de fusion totale des cristaux solides après gel de l'inclusion. On estimera ainsi la salinité globale des sels dissous, le plus souvent exprimée en % équivalent poids NaCl.

Ces dernières années, des renseignements plus précis sur le chimisme de la phase fluide piégée ont été obtenus avec l'apparition de nouvelles techniques qui, telle la microsonde Raman (Rosasco et al., 1975; Dhamelincourt et al., 1979; Teixeira et al., 1990), qui permettent en particulier l'analyse des rapports gazeux et des ions complexes dans les inclusions fluides (voir Dhamelincourt, 1979 pour les détails techniques). La microthermométrie reste cependant une technique spécifique de l'étude des inclusions fluides, dont le rapport coût / information apportée est particulièrement intéressant.

(ii) - La densité du fluide présent dans l'inclusion, déduite de la (ou des) température (s) d'homogénéisation des inclusions fluides.

Je rappelle que l'utilisation des inclusions fluides en pétrologie - géochimie est conditionnée par un certain nombre de contraintes (Bailey, 1949; Bailey et Cameron, 1951; Roedder, 1976, 1984) :

- * Le fluide piégé dans l'inclusion est bien représentatif de la solution qui était présente lors de la cristallisation.
- * Le volume de la cavité dans laquelle le fluide est piégé n'a pas varié depuis sa formation.
- * Depuis la formation de l'inclusion, il n'y a pas eu d'addition ou de perte au contenu de l'inclusion (masse globale de fluide constante).
- * L'origine de l'inclusion peut être connue ou déterminée. C'est - à - dire la période de formation des inclusions fluides (primaires ou secondaires) doit pouvoir être resituée dans l'histoire de la roche hôte.
- * Les déterminations des températures des changements de phases (d'homogénéisation ou fusion) sont non seulement précises mais exactes.

Les travaux de Kennedy (1950), Skinner (1953), Bilal et Touret (1976), Gratier (1982, 1984), Pêcher et Bouiller (1984), pour ne citer que ceux - là, ont permis de se rendre compte que chacun de ces points énumérés ci - dessus (dont certains se révèlent incontrôlables) peut constituer une source d'erreur indépendamment de l'erreur sur la mesure des températures de changements de phases; ceci devrait logiquement restreindre le nombre d'inclusions fluides

utilisables en géologie. On admet, par exemple, que certains phénomènes perturbateurs peuvent rendre invalide la première hypothèse. Parmi ces phénomènes souvent facile à déceler sous le microscope, on a (Weisbrod et al., 1976) :

- La décrépitation naturelle des inclusions, entraînant une fuite plus ou moins totale de leur contenu (voir travaux de Bilal et Touret, 1976; mais aussi Leroy, 1979; Pêcher, 1981; Pêcher et Bouiller, 1984).

- L'étranglement (ou necking - down) de l'inclusion initiale qui se scinde en deux (ou plus) au cours du refroidissement naturel : deux inclusions apparaissent, pouvant contenir des fluides de caractères différents dont aucun ne correspond au fluide initial.

Malgré ces restrictions, et faute d'autres possibilités, on est souvent amené à accepter en première approximation, pour toute étude des inclusions fluides, le principe selon lequel **le fluide piégé dans un réservoir étanche et chimiquement inerte n'a pas varié depuis son piégeage** (Lemlein, 1956; Weisbrod et al., 1976; Roedder, 1984). Ceci suppose qu'il a toujours conservé les caractéristiques du fluide initial (?).

1 - PRINCIPE DE L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

Un fluide homogène de composition donnée possède, quelle que soit sa nature, une densité déterminée à pression et température données. Après son piégeage dans les mêmes conditions de température T_p et de pression P_p , la densité du fluide restera constante, le volume de l'inclusion (inclusion parfaitement étanche) étant constant. De ce fait, toute évolution ultérieure de la cavité devra se faire, tant que le fluide demeure homogène, le long d'une courbe d'égale masse volumique que l'on désigne, dans un plan pression - température, sous le nom d'isochore (fig. 8).

Le plus souvent (dans 99 % des cas, d'après Roedder, 1984), le fluide au moment du piégeage est une phase homogène. Au cours du refroidissement, une inclusion piégée par exemple en phase liquide et contenant un tel fluide, fera apparaître une bulle de vapeur lorsqu'elle atteindra la courbe d'ébullition à la température T_h : c'est la rétro - ébullition, le phénomène se produisant en effet par baisse de température et pression. La suite du parcours de l'inclusion ainsi biphasée se fera suivant la courbe d'ébullition jusqu'à la température ordinaire (ou ambiante). Durant ce cheminement, la phase vapeur augmentera progressivement de volume.

Dans le cas d'un système chimique suffisamment simple (eau salée par exemple), la courbe isochore une fois construite permet la détermination de la température ou de la pression réelle de formation de l'inclusion, si l'une de ces deux valeurs est connue. De ce fait, il est donc

nécessaire d'introduire une donnée supplémentaire : pression ou température, ou gradient géothermique qui régnait au moment du piégeage des fluides (cf Roedder, 1962, 1984 ; Roedder et Bodnar, 1980; et de Potter, 1977).

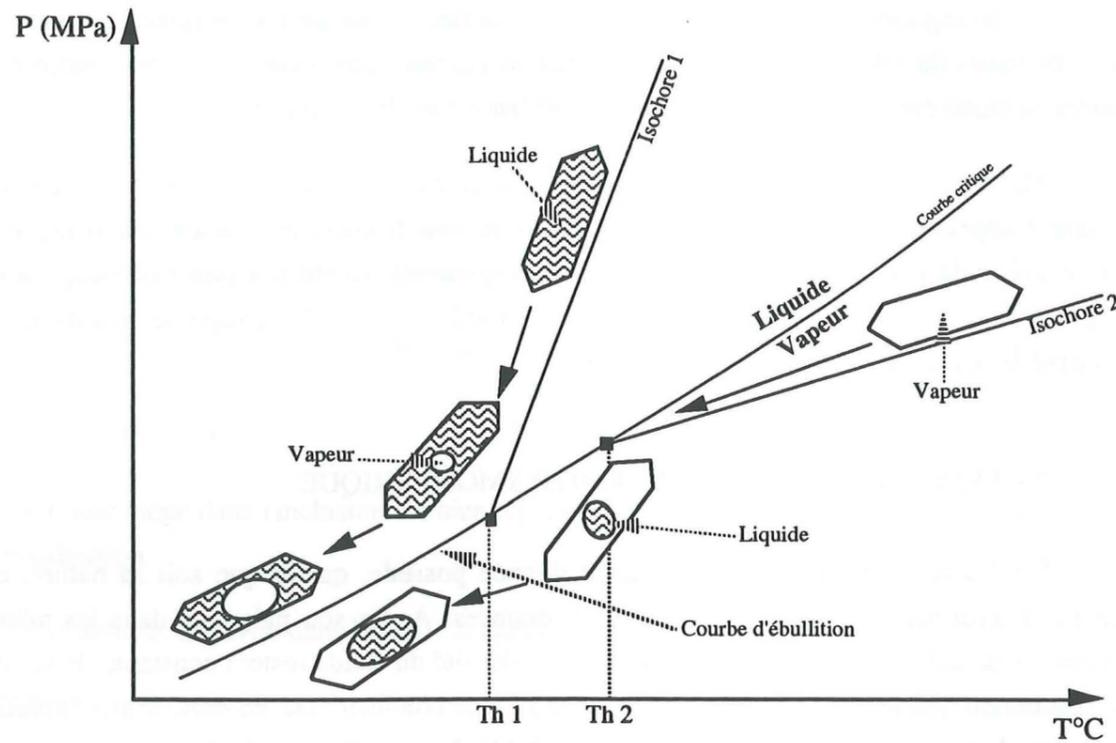


Fig. 8 - Comportement dans un plan pression - température des fluides piégés en phase liquide ou vapeur.
Th1 : température d'homogénéisation en phase liquide
Th2 : température d'homogénéisation en phase vapeur

2 - LES METHODES DE L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

L'étude microthermométrie consiste à faire suivre à l'inclusion exactement le même trajet, mais en sens inverse, que celui suivi lors du refroidissement naturel (fig. 9). En particulier, la mesure précise de la densité caractérise la courbe d'évolution constante de l'inclusion. Cette densité est calculée connaissant la température de disparition de la bulle de vapeur (estimée par thermométrie) et la salinité du fluide qui, elle, est estimée par cryométrie.

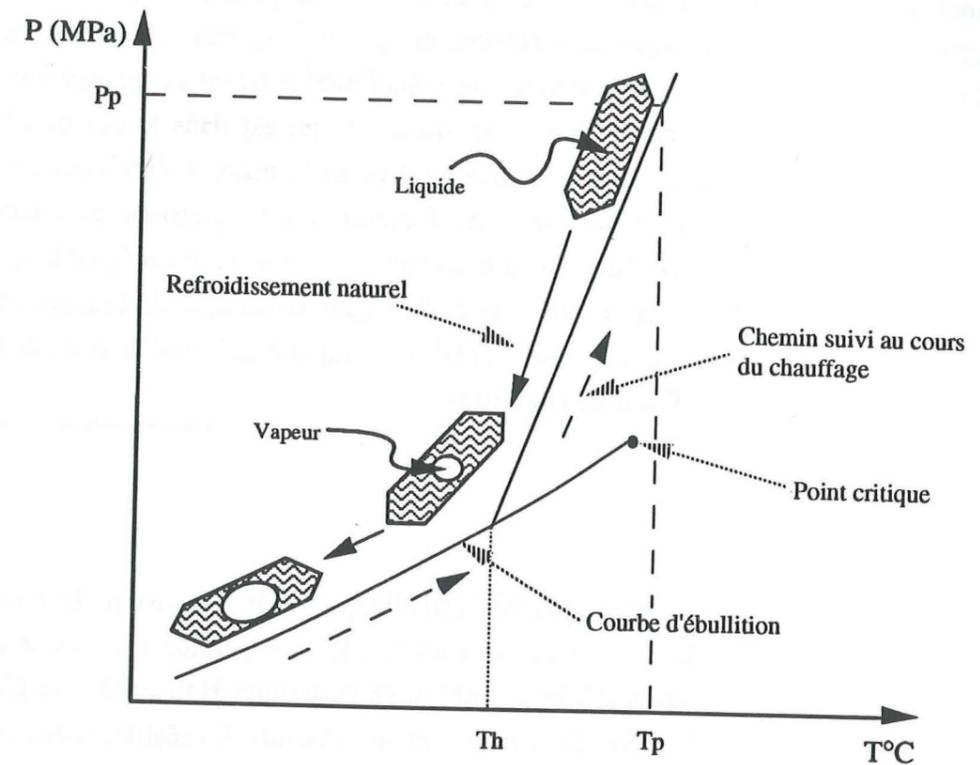


Fig. 9 - Evolution isochore d'une inclusion fluide dans un plan P,T, avec homogénéisation en phase liquide.
—> Lors du refroidissement naturel de l'échantillon
- -> Pendant le chauffage (étude thermométrique)
Th : température d'homogénéisation
Tp et Pp : température et pression de piégeage

a / Thermométrie

Il s'agit ici d'observer au microscope à platine chauffante les changements de phase au sein de l'inclusion. L'opération consiste à chauffer l'inclusion jusqu'à la disparition d'une des deux (ou plus) phases visibles à la température ambiante. Dans le cas relativement simple d'une inclusion aqueuse, l'homogénéisation se fait soit en phase liquide, soit en phase vapeur (fig. 8) :

liquide + vapeur = liquide ou vapeur.

Cette température de disparition d'une des deux phases est appelée température d'homogénéisation (Th). Elle permet, une fois reportée sur un diagramme P.V.T. du fluide, de déterminer la "densité" ou la masse volumique de ce fluide homogène. Je rappelle que la densité, contrairement à la masse volumique qui s'exprime en gr./cm^3 (système CGS), n'a pas d'unité. Cependant, ces deux caractères (densité et masse volumique) peuvent s'exprimer par le même chiffre. La densité représente par définition un quotient, qui est dans le cas de l'étude des inclusions, celui de la masse d'un certain volume (et donc de la masse volumique) du fluide de l'inclusion sur la masse du même volume d'eau à pression atmosphérique et à température ordinaire. Sachant que, dans ces conditions, la masse volumique de l'eau est égale à 1gr./cm^3 , la densité se trouve réduite à la seule expression de la masse volumique de l'inclusion; d'où le même chiffre. La masse volumique exprime, en réalité, un rapport différent de celui de la densité : celui de la masse / volume du fluide de l'inclusion.

b / Cryométrie

Elle consiste, au moyen d'une platine réfrigérée, à geler l'inclusion. Elle est ensuite réchauffée lentement jusqu'à la fusion totale des solides. Les températures de fusion du ou des solide (s) (on peut avoir différents solides possibles, en particulier H_2O solide : la glace, et du CO_2 solide: clathrates) sont fonction de la teneur en sels dissous. En réalité, ceci n'est valable que s'il s'agit de l'eau comme fluide. La composition exacte du fluide n'étant généralement pas connue, son comportement cryométrique est souvent assimilé à celui d'un fluide ayant une certaine teneur en NaCl. En se rapportant à des diagrammes de phases simples tel que le diagramme $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ (fig. 10), il est possible d'évaluer assez précisément la salinité globale du fluide, ou du moins en équivalent poids % NaCl (Ingerson, 1947; Weisbrod et al., 1976).

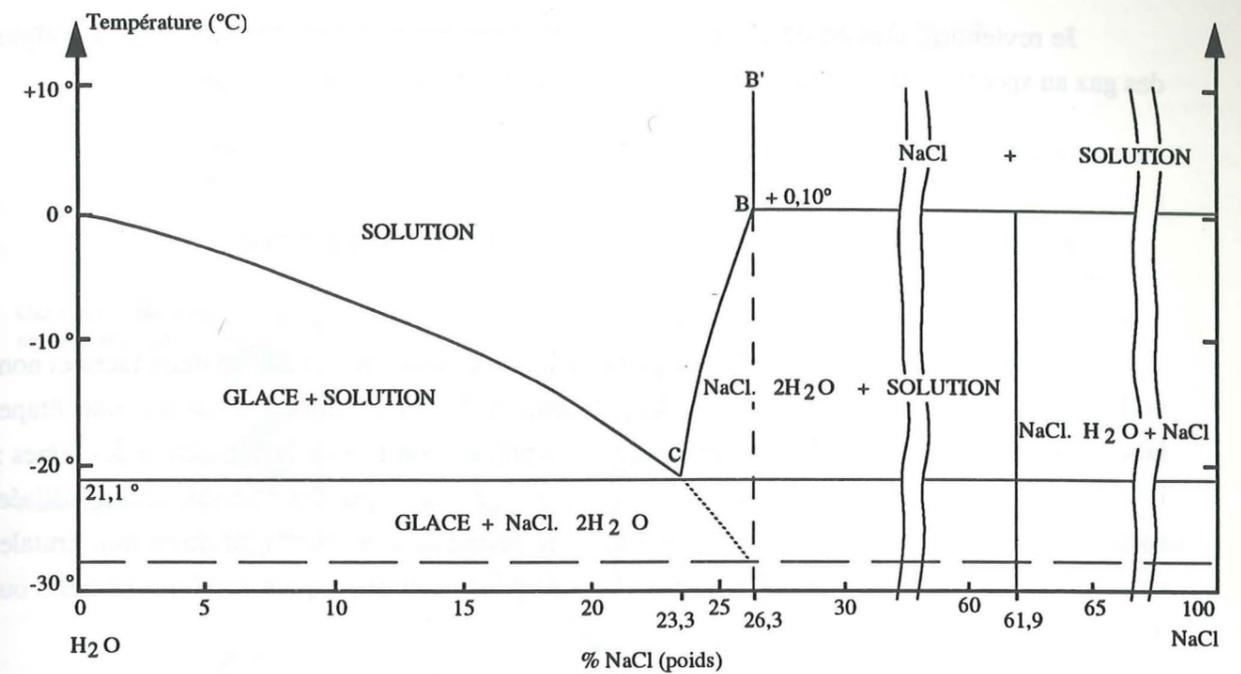


Fig. 10 - Le système $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ (dans Roedder, 1962).

c / Décrépitation

Il y a décrépitation de l'inclusion lorsque l'augmentation de la pression interne (donc du fluide de l'inclusion), lors du réchauffement, dépasse le seuil de résistance à la traction de la paroi de la cavité (Scott, 1948; Leroy, 1979).

La température de rupture de l'inclusion est appelée température de décrépitation (ce phénomène qui correspond à la détermination de la température de décrépitation par chauffage de l'inclusion est appelé décrépitométrie). Expérimentalement, la pression interne de décrépitation (et donc la température de décrépitation) est fonction de la composition et densité des solutions, de la taille et forme des inclusions, des défauts du cristal et de la localisation des inclusions dans ce minéral (Sharanov et al., 1973; Shatagin, 1973; Pashkov et Piloyan, 1973; Naumov et al., 1966; Tugarinov et Naumov, 1970; Leroy 1979).

Dans le cadre de ce travail, l'analyse du contenu des inclusions nécessitera l'extraction du fluide. L'un des moyens souvent utilisés est la décrépitation (Chaigneau, 1967; Touray, 1968; Zimmermann, 1971). Le cristal ou le minéral contenant des inclusions est chauffé jusqu'à une température supérieure à la température de décrépitation. En fait, pour être sûr que tous les gaz inclus sont totalement libérés, l'échantillon est suffisamment chauffé jusqu'à sa fusion complète.

Je reviendrai plus en détails dans le chapitre consacré au mode d'extraction et d'analyse des gaz au spectromètre de masse (plus précisément de l'argon dans le cas présent).

3 - PREPARATION DES ECHANTILLONS ET APPAREILLAGE

Les inclusions fluides s'étudient à partir de lames épaisses polies sur les deux faces et non collées sur lame de verre. La phase de préparation des échantillons constitue une étape laborieuse pour de telles études, qui exige certaines précautions lors de la confection des lames : il faudra éviter, par exemple, que des éventuels artefacts causés par des restes de résine utilisée soient confondus avec les inclusions, éviter aussi le risque de créer par l'utilisation trop brutale de la rectifieuse ou de la scie des microfissures qui pourraient provoquer une fuite partielle ou totale du fluide de l'inclusion.

Une fois les inclusions fluides localisées, des portions de section épaisse sont placées sur une surplatine chauffante et réfrigérante de microscope de marque Chaixmeca, installée à l'IRIGM. Le système de chauffage est assuré par une résistance électrique et le refroidissement par circulation d'un courant d'air comprimé refroidi à l'azote liquide. L'appareil microthermométrique (fig. 11) permet la mesure des températures de changement de phases dans une gamme de T ($^{\circ}\text{C}$) allant de -180 à $+600$ (T $^{\circ}\text{C}$ mesurée à l'aide d'une sonde à résistance de platine), avec une bonne précision. La lecture des températures (reproductibilité des mesures) est faite à $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ (Poty et al., 1976). Les mesures obtenues nécessitent néanmoins une courbe d'étalonnage. Les caractéristiques techniques de la platine "Chaixmeca" sont décrites en détails par Poty et al. (1976).

Au cours de cette étude, les observations ont été faites en utilisant un objectif Leitz H 32

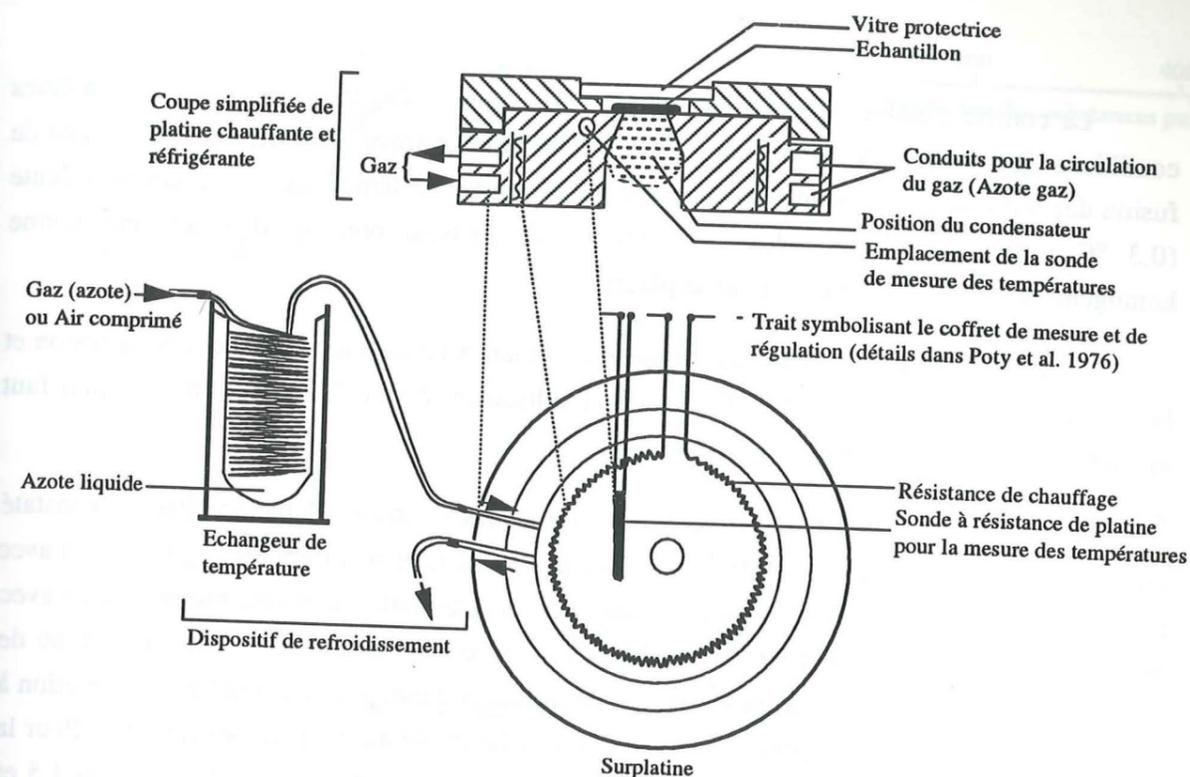


Fig. 11 - Schéma général de la platine microthermométrique utilisée : Platine Chaixmeca (d'après Poty et al. 1976).

a / Etalonnage et incertitude sur les mesures

La correction à apporter aux températures affichées est fournie par une courbe d'étalonnage. L'étalonnage de l'installation microthermométrique a été réalisé en mesurant les points de fusion des substances pures suivantes :

- Inclusions à CO_2 pur	- 56,6 $^{\circ}\text{C}$
- n Dodécane	- 9,6 $^{\circ}\text{C}$
- Eau distillée (glace fondante)	0 $^{\circ}\text{C}$
- Produits Merck :	
n° 9670	+ 70 $^{\circ}\text{C}$
n° 9700	+ 100 $^{\circ}\text{C}$
n° 9735	+ 135 $^{\circ}\text{C}$
n° 9780	+ 180 $^{\circ}\text{C}$
n° 9800	+ 200 $^{\circ}\text{C}$
Nitrate de sodium (Merck PA n° 6537)	+ 306,8 $^{\circ}\text{C}$
Bichromate de potassium (Merck PA n° 4864)	+ 398 $^{\circ}\text{C}$

La courbe d'étalonnage doit être réalisée au moment des mesures et dans les mêmes conditions dans lesquelles seront faites les mesures. Pour ce travail, les mesures des points de fusion des substances pures ont été faites avec une montée en température suffisamment lente ($0,3 \text{ }^\circ\text{C} / \text{mn}$) au moment des changements de phases, pour qu'il y ait une bonne homogénéisation thermique au sein de la platine.

La différence de température obtenue entre la température lue au moment de la fusion et la température exacte du point de fusion de la substance, donne la correction (Δt) qu'il faut ajouter aux températures de la sonde de lecture.

En réalisant des étalonnages successifs (un tous les six mois), Jenatton (1981) a constaté que des courbes de correction construites à partir de ces données montrent une légère dérive avec le temps, tandis que d'autres construites à partir des mesures faites au même moment mais avec des produits différents, ont fourni les mêmes valeurs de correction. Cela viendrait donc de l'appareil et non pas de l'état des produits utilisés. Il faudra donc, pour une meilleure correction à apporter aux mesures de températures, utiliser la courbe tracée au moment des mesures. Pour la présente étude, cette courbe (fig. 12) a donné des valeurs de correction comprises entre $1,5$ et 4°C (les températures d'homogénéisation les plus fortes, mesurées sur inclusions fluides, sont situées autour de 200°C).

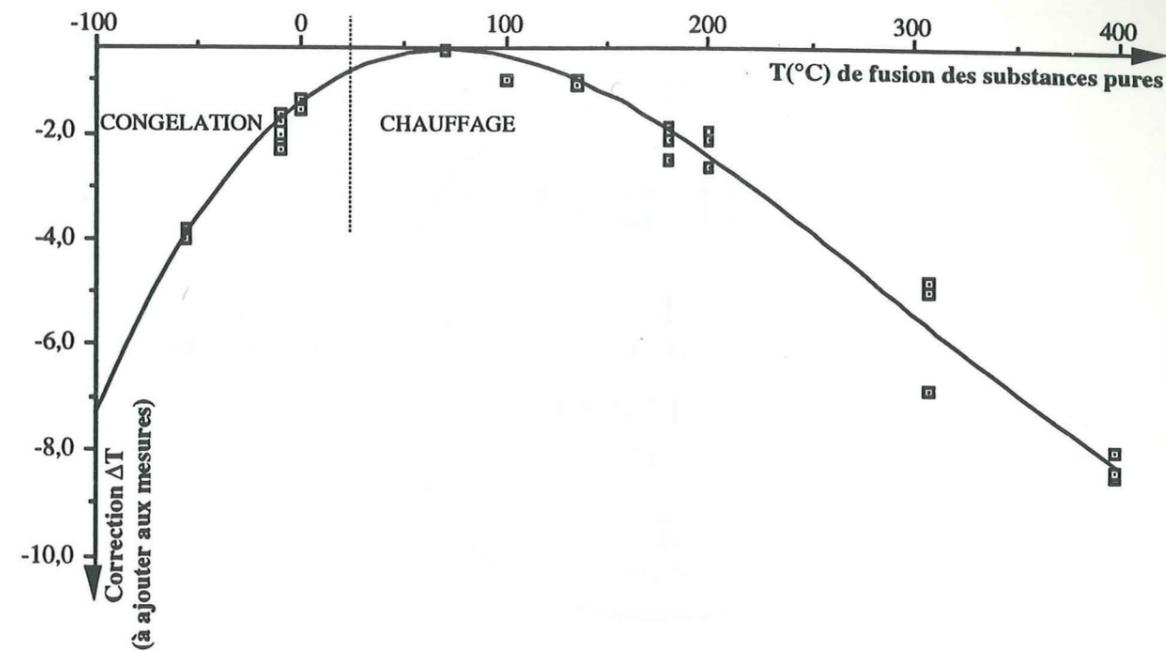


Fig. 12 - Courbe d'étalonnage réalisée de la platine chauffante et réfrigérante (Nziengui, 1991).

Un autre paramètre qui entre en jeu sur la précision et la reproductibilité des mesures est la nécessité d'avoir une bonne homogénéité de la température de chauffage dans les échantillons placés sur la platine chauffante, aussi bien dans le plan horizontal que suivant la verticale.

A titre d'exemple, des mesures faites par Poty et al. (1976) (cf. fig. 13) varient pour un même échantillon de $379,6$ à $380,9 \text{ }^\circ\text{C}$ selon sa position sur la platine. Suivant la verticale, Jenatton (1981) (cf. tableau 1) trouve des valeurs de T_h de $243,3$ à $247,3 \text{ }^\circ\text{C}$ pour une hauteur occupée par l'inclusion par rapport à la surface de la platine allant respectivement de $0,100 \text{ mm}$ à $0,700 \text{ mm}$.

Ces chiffres donnent une idée des gradients thermiques possibles dans l'installation des platines Chaixmeca. Pour minimiser, cette source d'erreur, je me suis efforcé de travailler sur des inclusions fluides placées toujours à peu près en même position, au centre de la chambre d'observation.

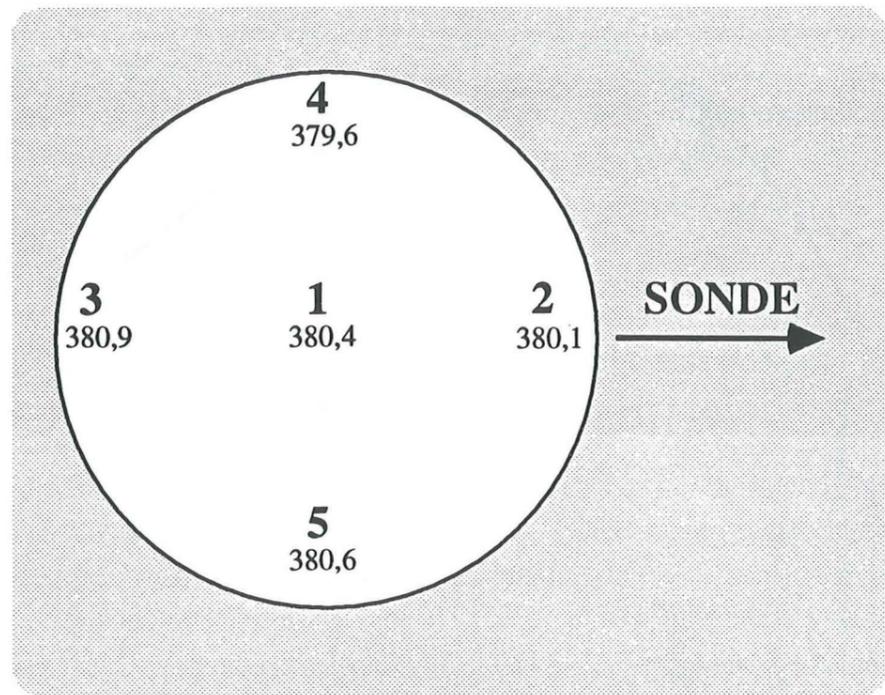


Fig. 13 - Températures d'homogénéisation moyennes d'une même inclusion pour différentes positions occupées sur la platine chauffante (Poty et al., 1976)

Hauteur de l' inclusion par rapport à la sonde	Vitesse de chauffage entre Th - 5 °C et Th + 5 °C	Th mesurée en °C
0,100 mm	1 ° / mn	243,3
0,300 mm	1 ° / mn	244,4
0,500 mm	1 ° / mn	246,4
0,700 mm	1 ° / mn	247,3

Tableau 1 : Températures d'homogénéisation d'une même inclusion placée à des hauteurs différentes dans le champ d'observation de la platine (Jenatton, 1981).

Pour des sections épaisses de 100 μm environ, cela voudrait dire que la variation maximale liée à des positions z différents sera sans doute inférieure ou égale à 0,5 °C.

CHAPITRE III

PREPARATION DES ECHANTILLONS EN VUE DE LEUR DATATION ISOTOPIQUE : METHODE K-Ar

I - INTRODUCTION

II - DOSAGE DU POTASSIUM

III - METHODE D'ANALYSE ISOTOPIQUE DE L'ARGON DANS LES QUARTZ

IV - UTILISATION DE LA METHODE K - Ar EN GEOCHRONOLOGIE

PREPARATION DES ECHANTILLONS EN VUE DE LEUR DATATION ISOTOPIQUE : METHODE K-Ar

I - INTRODUCTION

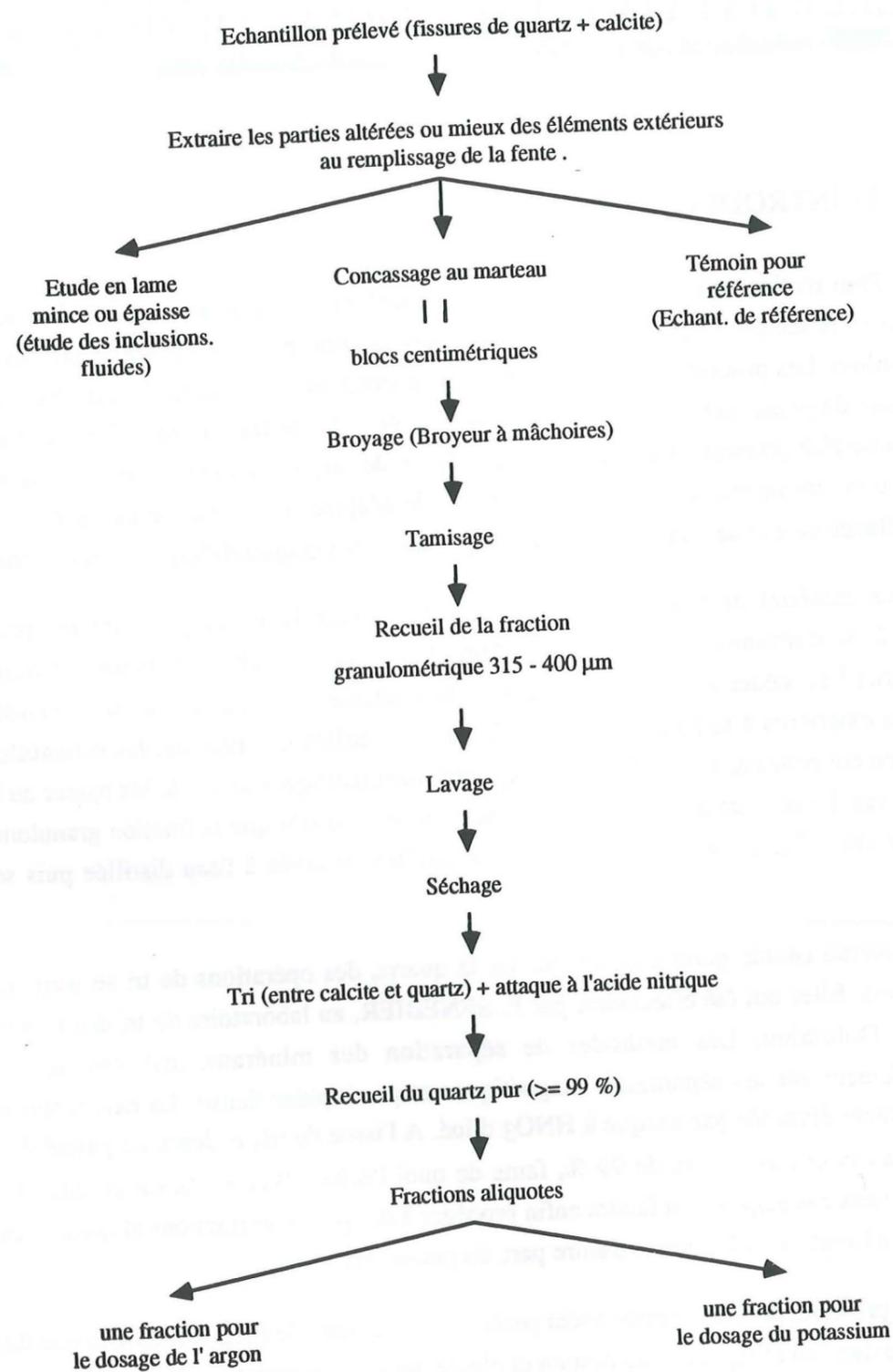
Pour réaliser une étude de la roche par la méthode de datation K - Ar, il faut déterminer d'une part la teneur en potassium et d'autre part la concentration en argon radiogénique de l'échantillon. Les processus analytiques qui conduisent à leur détermination sont bien différents. Le dosage du potassium a été réalisé, après sa mise en solution fluoro - perchlorique, par analyse par plasma ICP (Plasma à Couplage Inductif). Celui de l'argon est obtenu par dilution isotopique au spectromètre de masse qui est la seule méthode adaptée pour l'analyse de quantités précises d'un mélange de gaz de même nature, de compositions isotopiques différentes, mais connues.

Le matériel destiné à l'étude à été préparé selon la technique dont les principales opérations sont résumées par la figure 14. Après la collecte des échantillons sur le terrain, il faut tout d'abord procéder à l'élimination des parties altérées ou pour le cas ici considéré, des éléments extérieurs à la paragenèse de la fissure échantillonnée. Ensuite, les échantillons sont grossièrement concassés au marteau en fragments centimétriques avant de les passer au broyeur à mâchoires. Le résultat du broyage est tamisé pour ne recueillir que la fraction granulométrique comprise entre 315 et 400 μm . Cette fraction choisie est lavée à l'eau distillée puis séchée à 40°C.

Comme l'étude porte uniquement sur le quartz, des opérations de tri se sont révélées obligatoires. Elles ont été effectuées, par F. SENEBIER, au laboratoire de tri des minéraux de l'Institut Dolomieu. Les méthodes de séparation des minéraux utilisées sont basées essentiellement sur les séparations magnétiques et par liqueur dense. La calcite est ensuite complètement éliminée par attaque à HNO_3 dilué. A l'issue du tri, le degré de pureté du quartz doit être au moins de l'ordre de 99 %, faute de quoi l'échantillon est laissé de côté. Ce n'est qu'après toutes ces étapes qu'il faudra enfin procéder à des prises de fractions aliquotes destinées d'une part à l'analyse de l'argon et d'autre part, du potassium.

En principe, la prise retenue après pesée pour le dosage de l'argon radiogénique doit être enveloppée dans du clinquant d'aluminium et placée dans un dessiccateur en attendant la mesure.

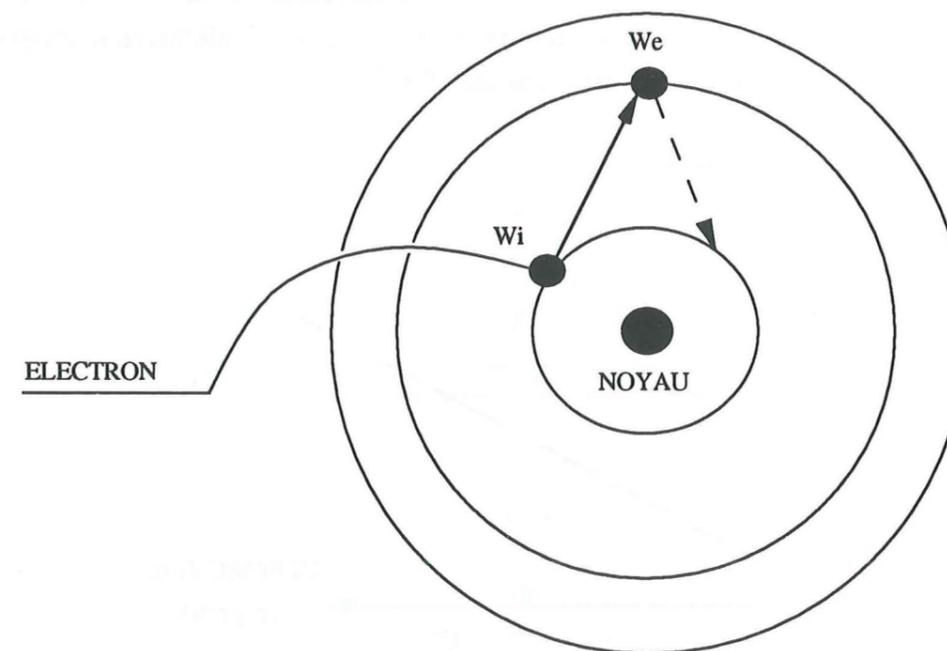
Fig. 14 - Résumé de la technique de préparation des échantillons.



II - DOSAGE DU POTASSIUM

Le dosage du potassium des échantillons a été effectué à l'Institut Dolomieu selon la méthode de l'analyse par plasma ICP dont la description est donnée par la fiche technique ISA JOBIN YVON (doc 24 ICP réf 31 027 317, juin 1988). Il s'agit d'une analyse spectrométrique séquentielle à excitation par plasma. Le spectromètre utilisé est du type JY 24 (spectroanalyseur automatique monobloc).

Lorsque les atomes d'un élément sont excités, les électrons changent de couche en absorbant de l'énergie (fig. 15). Au moment de leur retour sur la couche initiale (W_i), ils émettent une onde lumineuse caractéristique. En principe, chaque longueur d'onde mesurée est caractéristique de chacun des éléments à doser : c'est le principe de l'analyse.

Fig. 15 - Excitation du champ électronique d'un élément w_i et w_e : niveaux d'énergie

Les éléments à analyser sont introduits dans un plasma d'argon induit par haute fréquence où ils sont excités. Chaque élément ainsi excité réemet l'énergie qu'il a acquise sous la forme d'un rayonnement électromagnétique dont l'intensité lumineuse est proportionnelle à la quantité de l'élément dans l'échantillon. L'onde lumineuse est souvent composée de longueurs d'ondes correspondant aux différents éléments en présence. Pour éviter la superposition possible de ces longueurs d'onde, un système optique séquentiel ou monochromateur effectue leur

discrimination. De ce fait, le faisceau lumineux est d'abord focalisé par une lentille convergente placée sur la fente d'entrée du monochromateur, puis dirigé ensuite sur le réseau holographique de diffraction qui le décompose en raies de différentes longueurs d'onde des éléments différents. Ces longueurs d'onde, lorsque le réseau se déplace et du fait de la rotation qui s'effectue autour de son axe, vont défiler dans le plan de la fente de sortie du monochromateur. Un photomultiplicateur placé derrière la fente de sortie, capte ces longueurs d'onde et les transforme en signaux électriques qui sont ensuite recueillis par une chaîne de traitement. Chaque position angulaire du réseau holographique correspond à une longueur d'onde bien définie : c'est ce qui permet de caractériser parfaitement l'élément à analyser.

L'intensité du faisceau lumineux qui arrive sur le photomultiplicateur est ainsi mesurée, elle est proportionnelle à la concentration de chaque élément à doser dans l'échantillon. La précision de l'analyse par plasma ICP testée par JOBIN YVON est très fine. Elle est par exemple de 0,3% pour les éléments majeurs. Pour l'interprétation des résultats, il importe toujours d'introduire dans la chaîne de traitement une courbe d'étalonnage correspondant à chaque élément à doser. Cette courbe est une droite (fig. 16).

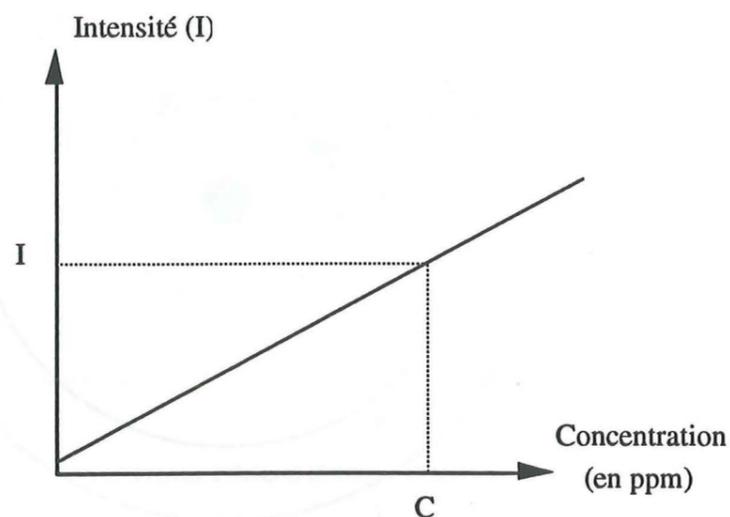


Fig. 16 - Courbe d'étalonnage de la chaîne de traitement (dans ISA JOBIN YVON, 1988); (unités arbitraires en ordonnées).

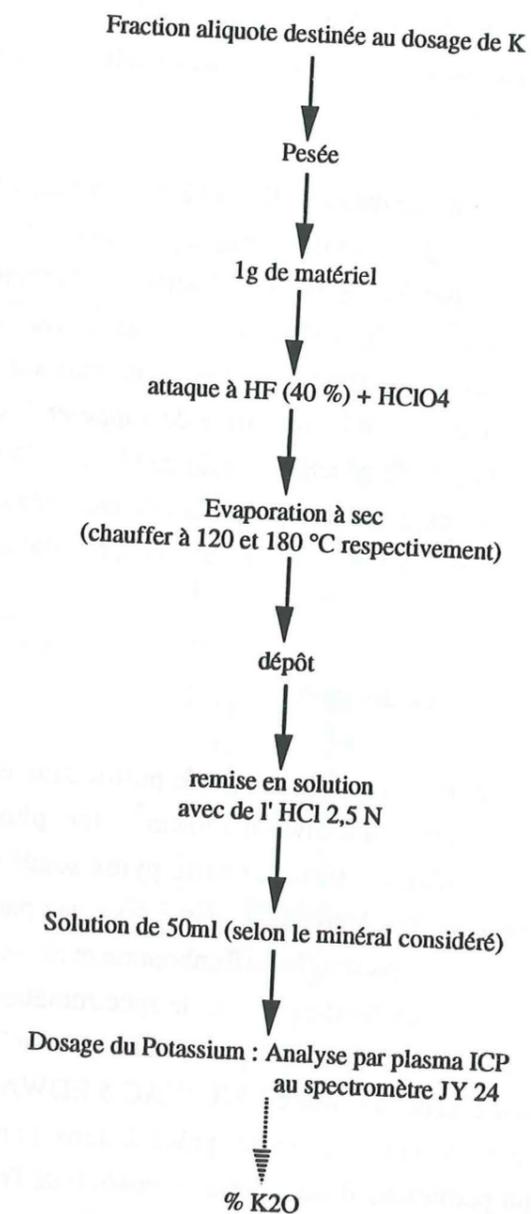
Le dosage du potassium n'intervient qu'après avoir mis au préalable l'échantillon en solution. Le procédé adopté au cours de ce travail est le suivant (fig. 17) :

Après pesée, la quantité de matériel retenue (1g) est soumise à une attaque d'un mélange d'acides (acide fluorhydrique HF à 40 % et acide perchlorique HClO₄ suprapurs MERCK). L'échantillon est ensuite évaporé à sec, en augmentant la température par paliers successifs

définis de 120 et 180 °C, à l'aide d'une plaque chauffante. Le concentré obtenu est remis en solution par reprise à l'acide chlorhydrique 2,5 N pour le dosage en solution du potassium.

Le dosage du potassium dans les solutions à blancs (composées uniquement d'un mélange d'acides) a été effectué dans les mêmes conditions d'analyse; pour servir d'étalon. Cette opération a fourni pour ce travail une valeur moyenne de correction égale à 1,3320 ppm de K₂O.

Fig. 17 - Résumé de la méthode (mise en solution de l'échantillon)



III - METHODE D'ANALYSE ISOTOPIQUE DE L'ARGON DANS LES QUARTZ

1 - Introduction

L'analyse isotopique de l'argon ou de tout autre gaz qui occupe les vacuoles microscopiques telles que les inclusions et éventuellement d'autres sites dans les minéraux ou les roches nécessite avant tout son extraction et sa purification.

L'extraction est obtenue par un étuvage sous vide avec élévation de la température par paliers successifs définis jusqu'à la fusion complète de l'échantillon. A ce stade, on a la libération totale des gaz retenus dans les minéraux (Zimmermann, 1971).

La purification des gaz se fait par l'action des pièges sélectifs fonctionnant soit par condensation, soit par adsorption.

L'application de la méthode de datation K - Ar à de nombreux problèmes notamment de géologie a déjà été largement abordée. Les différents arguments techniques de la méthode sont, par exemple, décrits en détails par Nier (1947), Schaeffer et Zähringer (1966), Dalrymple et Lanphere (1969), Pilot (1974), Pinault (1974), Shafiqullah et Damon (1974), Faure (1977), Montigny (1985). L'objet de ce paragraphe n'est pas de revenir sur ce qui est déjà considéré comme acquis par la plupart des chercheurs, mais de rappeler les principales étapes de la méthode utilisée dans le laboratoire de géochronologie de l'Institut Dolomieu (Université Joseph Fourier de Grenoble). Cette technique du dosage de l'argon radiogénique fait l'objet d'une notice technique de l'Institut Dolomieu (Bonhomme et al., en préparation) à laquelle les lecteurs pourront se référer.

2 - Extraction de l'argon (ou des gaz)

L'enceinte d'extraction est reliée à la rampe de purification et forme avec cette dernière, un ensemble dont le volume interne est d'environ 750 cm^3 , dont plus de 400 cm^3 pour l'enceinte d'extraction des gaz. Cet ensemble constitué de verre pyrex soudé est entièrement étuvable. Il peut être soit relié à un spectromètre de masse à source pour gaz par l'intermédiaire d'une vanne ou d'un système d'introduction au spectromètre (Bonhomme et al., en préparation), soit séparé.

L'obtention du vide dans les rampes et dans le spectromètre est assurée pour les rampes par un groupe de pompage constitué d'une pompe à palettes à double étage SPEEDIVAC ED 50 et d'une pompe à diffusion d'huile, à fluide SANTOVAC 5 EDWARDS type DIFFSTACK 150 l/sec. Pour le spectromètre, le vide est obtenu grâce à deux pompes ioniques VEECO type MAGION de 25 l/sec. qui permettent d'atteindre une pression de l'ordre de 1.10^{-9} torr (1 torr = 133,32 Pa; pression équilibrée par une colonne de 1 mm de Hg à 0°C).

L'échantillon poussé à l'aide d'une barre de fer sous l'action d'un aimant, est placé dans un creuset en molybdène reposant sur un support en quartz. Ce creuset se trouve placé dans un four de fusion formé de deux enceintes : en quartz à l'intérieur et en pyrex à l'extérieur entre lesquelles circule l'eau de refroidissement. L'isolement entre le creuset de molybdène et la paroi en quartz est assuré par un manchon de quartz au fond du four (fig. 18). Le chauffage du creuset (pouvant aller jusqu'à des températures égales à 1800°C), assuré par un générateur apériodique CELES de type GHP 5 AP d'une puissance de 5 KW (Kiefel, 1973), se fait par induction haute - fréquence (HF).

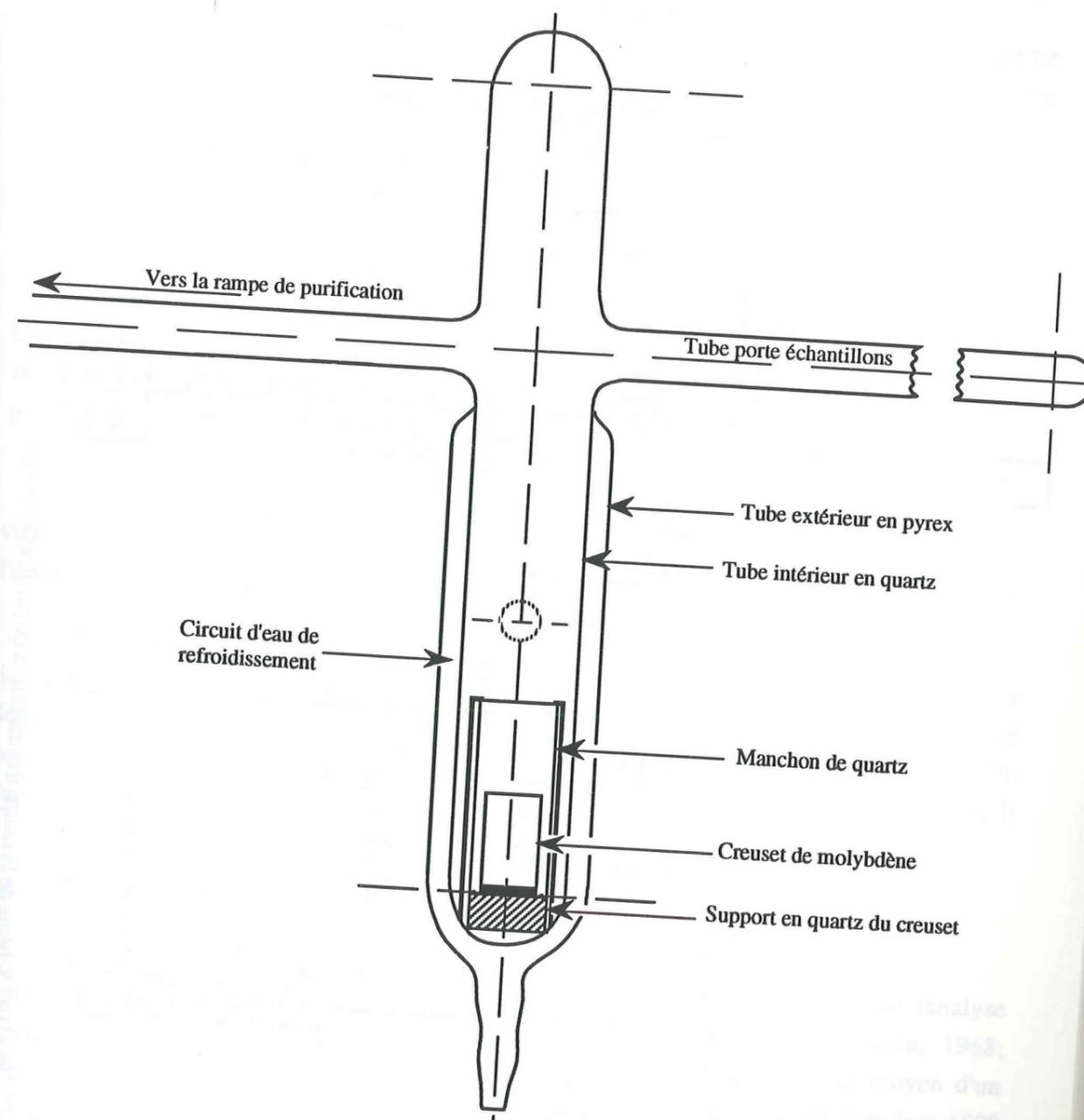


Fig. 18 - Four d'extraction des gaz

Echelle : $\sim \frac{1}{2}$

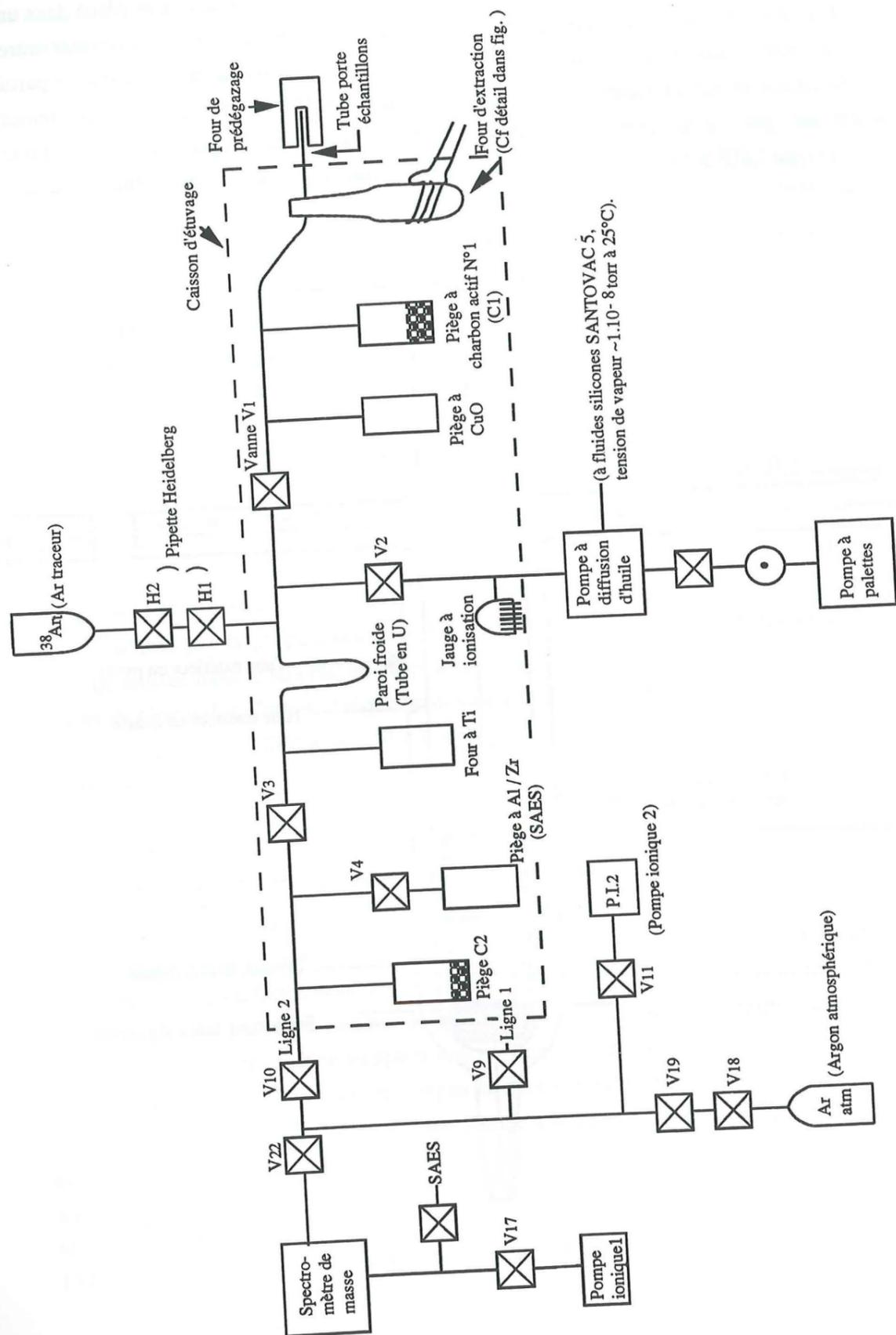


Fig. 19 - Schéma de la rampe d'extraction et de purification des gaz

3 - Séparation des gaz : purification de l'argon

L'unité de purification est composée d'un ensemble de pièges et de fours en pyrex et en quartz. Elle se trouve directement soudée au four d'extraction des gaz (fig. 19). La rampe de purification joue trois rôles principaux : stockage, condensation et oxydation des gaz extraits selon leur nature et leurs points d'ébullition.

Le stockage de tous les gaz issus de l'extraction se fait dans une première partie composée d'un piège à charbon actif refroidi à l'azote liquide (-196°C). Il a aussi pour rôle particulier d'éviter une remontée trop importante de la pression au moment de l'extraction.

Un tube en U ou un piège en "doigt de gant" placé tout juste après le piège à charbon actif, et aussi réfrigéré à l'azote liquide à -196°C , retient tous les gaz condensables au dessus de cette température. Il fixe plus exactement l'eau et le gaz carbonique par effet de paroi froide.

Certains gaz oxydables (H_2 , CO , CH_4 , C_nH_{2n} , etc.) sont oxydés à l'aide d'un four à CuO . L'oxydation a pour but de transformer certains gaz tels que l'hydrogène en eau et l'oxyde de carbone en gaz carbonique. Les produits d'oxydation (H_2O , CO_2) sont aussi condensés sur la paroi froide.

L'objectif étant de ne procéder qu'au dosage de l'argon, un piège à mousse de titane (Ti) chauffé à environ 800°C complète la purification. Il adsorbe les gaz actifs surtout l'azote (N_2) et l'acide chlorhydrique : HCl (masses atomiques 36 et 38).

Pour obtenir une purification quasi - parfaite de l'argon, l'opération se poursuit sur une dernière partie de la rampe équipée d'un piège à aluminium - zirconium SAES type AP 10 GP dont le rôle principal est de débarrasser le mélange de gaz des dernières impuretés gazeuses. Un dernier piège à charbon actif plus petit que le premier retient les gaz non piégés auparavant. Il s'agit en particulier de l'argon de l'échantillon.

4 - Analyse de l'argon

Après son extraction et sa purification, l'analyse de l'argon ou d'autres gaz (analyse qualitative), en général ne pose plus de problème (Zimmermann et Leutwein, 1968; Zimmermann et Poty, 1970; Zimmermann, 1971). L'argon a été analysé au moyen d'un spectromètre de masse du type VG série 600. Cet appareil a un volume interne d'environ 1500 cm^3 et une pression maximale de fonctionnement de 10^{-5} torr ($1\text{ torr} = 1,3332\text{ millibar} = 133,332\text{ pascal} = 1,3158 \cdot 10^{-3}\text{ atm}$). Le spectromètre est muni des fentes sources et collecteur qui lui permettent d'explorer les trois domaines de masse de l'argon par balayage du champ

magnétique. Le rayon de courbure est de 60 mm pour une largeur des fentes sources et collecteur de 0,5 mm, avec une déflexion magnétique de 90 ° et une tension d'accélération fixée à 3 KV.

Avec l'utilisation de la technique de la dilution isotopique (qui consiste à ajouter aux gaz recueillis une quantité connue d'un étalon du même gaz mais de composition isotopique anormale), le spectromètre de masse ne permet que la mesure des rapports isotopiques du mélange formé. Disposant à la fois de la composition isotopique de l'argon atmosphérique (Nier, 1950), de la composition isotopique de l'étalon et de la concentration de ce dernier, l' ^{40}Ar radiogénique de l'échantillon est assez facilement déterminé à partir du rapport $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{étalon}}$ selon l'équation suivante (Dalrymple et Lanphere, 1969) :

$$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} = ^{38}\text{Ar}_{\text{ét}} \left\{ \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_{\text{m}} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_{\text{ét}} - \left[\frac{1 - (^{38}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_{\text{m}} (^{36}\text{Ar} / ^{38}\text{Ar})_{\text{ét}}}{(^{38}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_{\text{m}} (^{36}\text{Ar} / ^{38}\text{Ar})_{\text{atm}} - 1} \right] \right. \\ \left. \left[\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_{\text{atm}} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_{\text{m}} \right] \right\}$$

Où $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ est égal au nombre d'atomes d'argon 40 radiogénique de l'échantillon,

$^{38}\text{Ar}_{\text{ét}}$ est égal au nombre d'atomes d'argon 38 de l'étalon.

Les termes "m" et "atm" correspondent respectivement à des rapports mesurés et rapports atmosphériques.

L'argon analysé au spectromètre de masse est composé de trois isotopes : 40, 38, 36. Sur le spectre enregistré (fig. 20), il ne sera donc mesuré que les hauteurs de ces trois pics : H^{40} , H^{38} , H^{36} , proportionnelles aux quantités des différents argons, ce qui permettra ensuite de déduire les rapports $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ et $^{38}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$. Sur ces rapports bruts mesurés, l'erreur qui leur est reconnue se réfère au contrôle de la discrimination massique du spectromètre (Pinault, 1974). Cette correction qui est due au fractionnement, doit être déterminée périodiquement afin qu'elle soit appliquée aux mesures. Pour le faire, le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ de l'argon atmosphérique d'un échantillon mesuré au spectromètre de masse est comparé au rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ connu de l'air et qui est de 295,5 (Nier, 1950).

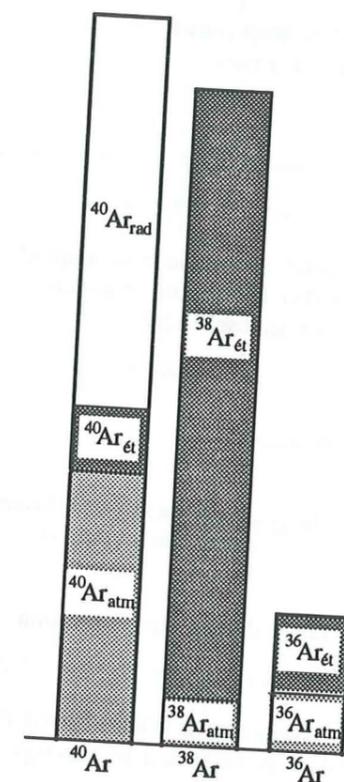
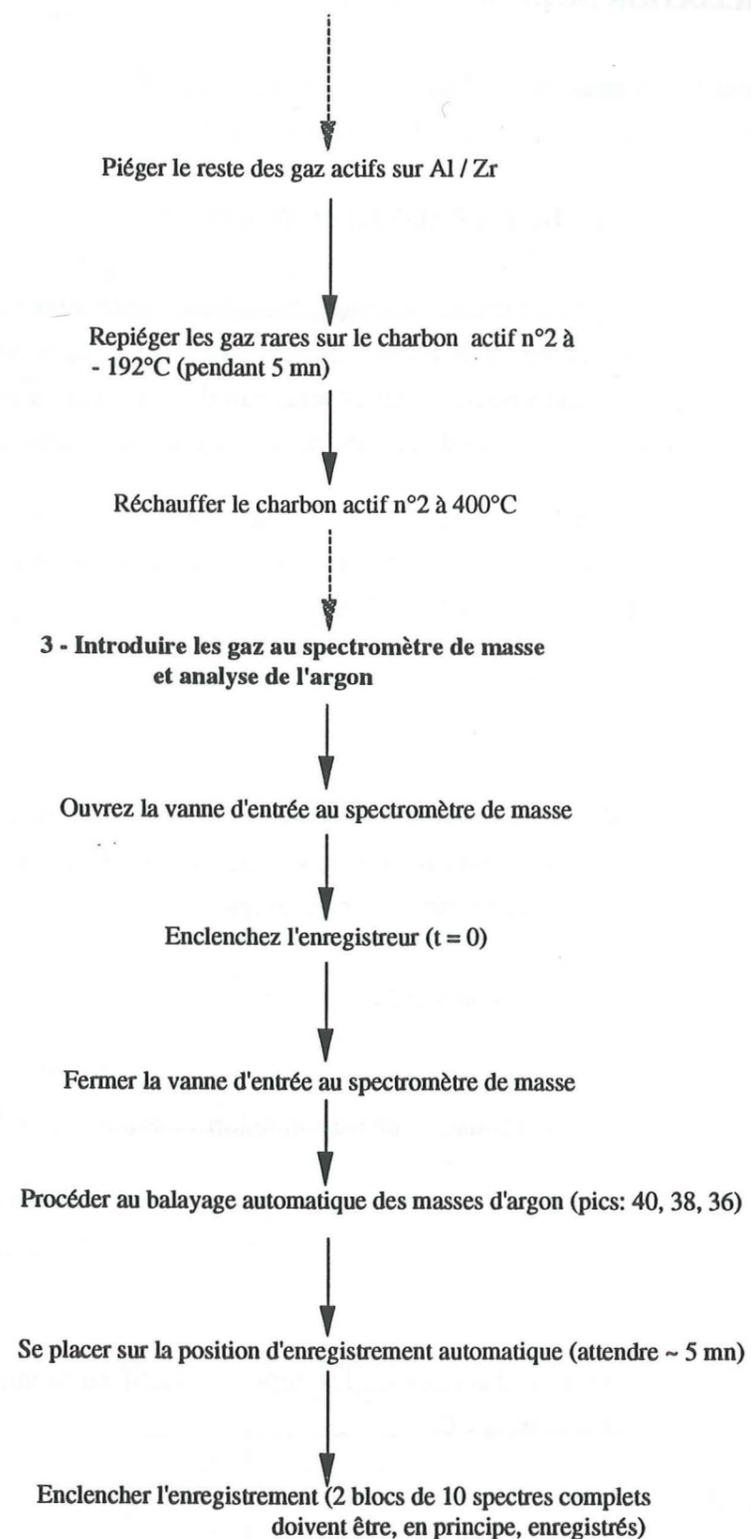
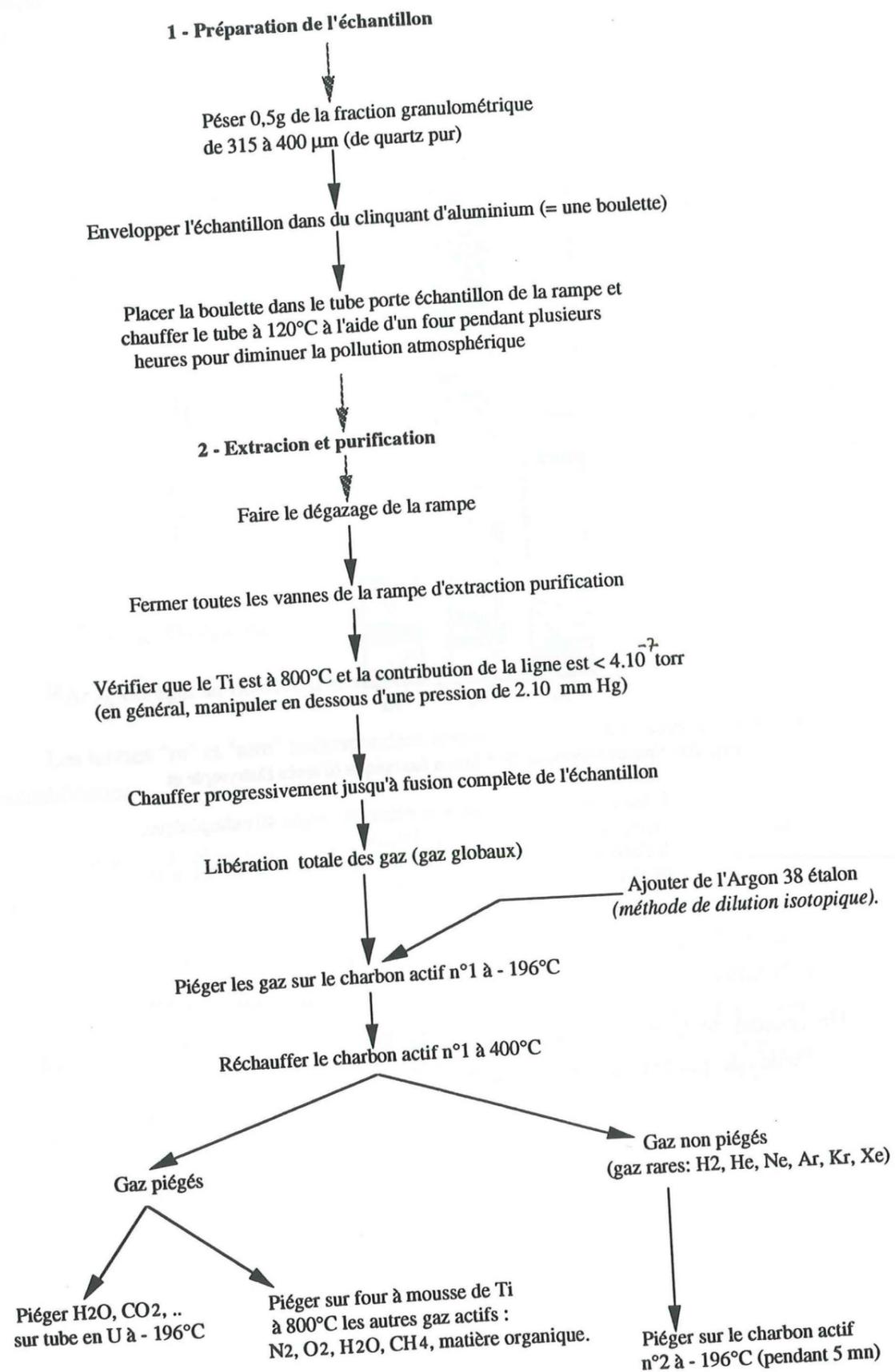


Fig. 20 - Spectre théorique de dilution isotopique (d'après Dalrymple et Lanphere, 1969).
L'argon analysé comporte trois éléments : argon 40 radiogénique, argon étalon, et argon atmosphérique.
Il s'agit d'une représentation schématique (sans échelle), les unités en ordonnées sont donc arbitraires.

Un résumé de la méthode utilisée pour le dosage de l'argon radiogénique dans les inclusions fluides de quartz est donné (fig. 21).

Fig. 21 - Résumé de la technique du dosage de l'argon



IV - UTILISATION DE LA METHODE K - Ar EN GEOCHRONOLOGIE

Avant d'aborder les principes de l'utilisation de la méthode K - Ar, il me paraît nécessaire de rappeler brièvement ici les lois générales de la radiochronométrie.

A - LOIS GENERALES DE LA RADIOCHRONOMETRIE

Un isotope radioactif peut, par transmutation, donner naissance à un autre isotope stable en une ou plusieurs étapes. Toute la radiochronométrie découle de cette hypothèse de base (Faure, 1977). La vitesse de transmutation ne dépend pas des paramètres extérieurs tels que température, pression ou chimisme, mais de la stabilité des noyaux radioactifs uniquement.

Le nombre d'atomes de l'isotope radioactif qui se désintègre (atomes fils) pendant un intervalle de temps (- dN / dt) est directement proportionnel au nombre total (N) d'atomes radioactifs (atomes pères) présents à l'instant t. D'où :

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N$$

λ est la constante de transmutation radioactive. Elle est définie physiquement par comptage direct et correspond à un mécanisme atomique interne. Ceci veut dire qu'elle est indépendante de tout autre facteur, et en particulier du temps.

L'intégration de l'équation ci-dessus citée :

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = - \int_0^t \lambda dt \quad \text{donne l'équation de transmutation suivante}$$

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

où N_0 est le nombre initial d'atomes de l'isotope radioactif au moment de la mise en marche de l'horloge radioactive (temps = 0).

N est le nombre total d'atomes présents à l'instant t.

L'équation de temps obtenu en transformant l'expression précédente est donnée par la relation suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \frac{N_0}{N}$$

Si N' est la quantité d'atomes radiogéniques produits à l'instant t, on aura :

$$N' = N_0 - N = N (e^{\lambda t} - 1)$$

L'équation de l'âge est finalement donnée par l'expression ci - dessous, considérée comme l'équation de base de la radiochronométrie:

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left(1 + \frac{N'}{N} \right)$$

B - METHODE DE DATATION K - Ar

Le principe de la méthode K - Ar est basé essentiellement sur la transmutation du ^{40}K en ^{40}Ar

1 - Transmutation du ^{40}K

C'est à partir de la découverte pour la première fois par Aston (1921, 1923) de deux isotopes de potassium de masses respectives 39 et 41; et par Klemperer (1935), Newman et Walke (1935), Nier (1935) d'un autre isotope de masse 40, qu'il a été désormais admis que le potassium a trois isotopes naturels dont un radioactif : le potassium 40. Ce dernier dont l'abondance isotopique est de 0,01167% (tableau 2), présente deux modes de transmutation différents et simultanés (voir historique chez Beckinsale et Gale, 1969; Dalrymple et Lanphere, 1969). Le premier mode donne de l'argon 40 par capture électronique tandis que pour le second, il apparaît du calcium 40 par émission β^- (fig. 22).

Isotope	abondance atomique relative
$^{39}_{19}\text{K}$	93,2581 %
$^{40}_{19}\text{K}$	0,01167 %
$^{41}_{19}\text{K}$	6,7302 %

Tableau 2 : Composition isotopique du potassium (Garner et al., 1976).

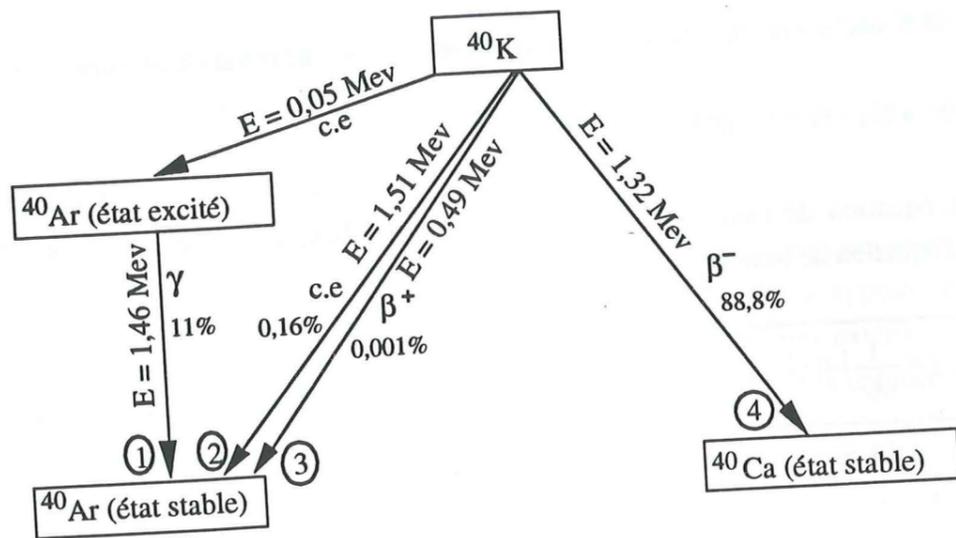


Fig. 22 - Schéma de la transmutation radioactive du ^{40}K (Beckinsale et Gale, 1969) :

- 1 - capture électronique (c.e.) accompagnée d'une émission γ
- 2 - capture électronique sans émission γ
- 3 - émission d'un positron β^+
- 4 - émission β^- ou émission d'un électron.

Sont aussi indiquées sur le schéma, les énergies (E) libérées dans chaque mode de transformation, et le pourcentage de ^{40}K mis en jeu suivant le mode.

Les constantes de transmutation souvent utilisées dans les datations K - Ar sont celles proposées par Beckinsale et Gale (1969) et ont les valeurs suivantes :

$$\lambda_{\beta^-} = 4,962 \pm 0,009 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \text{ (émission } \beta^- \text{)}$$

$$\lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon} = 0,581 \pm 0,0035 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \text{ (capture électronique + émission } \gamma \text{)}$$

La constante de transmutation totale est égale à :

$$\lambda = \lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon} = 5,480 \pm 0,010 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

Le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{Ca}$ (produit par la transmutation du ^{40}K) appelé rapport de branchement (branching ratio), est donné par la relation ci - après :

$$R = \frac{\lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon}}{\lambda_{\beta^-}} = 0,117 \pm 0,001$$

En principe dans un système clos contenant du potassium, l'accroissement de la quantité de ^{40}Ar et de ^{40}Ca radiogéniques est donnée par la relation :

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (a)$$

avec $\lambda = \lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon}$ et où $^{40}\text{Ar}^*$ et $^{40}\text{Ca}^*$ représentent respectivement l'argon 40 et le calcium 40 produits par transmutation du potassium 40.

2 - Calcul de l'âge K - Ar

Je ne développerai pas ici la méthode de datation par la transmutation du potassium 40 en argon 40, car elle a été déjà étudiée en détail (principes et développements mathématique, physique des formules, et interprétation des résultats) dans de travaux antérieurs, dont Kulp et Engels (1963), York (1966), Cox et Dalrymple (1967), Vidal (1967), Williamson (1968), Mac Dougall et Stipp (1969), Dalrymple et Lanphere (1969), Roddick et Farrar (1971), Zimmermann (1971), Cantagrel (1972), Donville (1973), Odin et al. (1974), Shafiqullah et Damon (1974).

Je rappelle seulement le fait que, sur les deux modes de transmutation naturelle du potassium 40, La méthode K - Ar n'utilise que la transformation $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}^*$ (car le $^{40}\text{Ca}^*$ ne peut pas être distingué en pratique du Ca naturel très abondant dans l'écorce terrestre). L'équation (a) s'écrivant de la manière suivante :

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

se trouve alors réduite à l'expression ci - dessous :

$$^{40}\text{Ar}^* = (^{40}\text{K}) \frac{\lambda_{\epsilon}}{\lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon}} (e^{(\lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon})t} - 1)$$

Ainsi la formule obtenue pour le calcul d'un âge $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ conventionnel est donnée par la relation :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon}} \text{Ln} \left[1 + \frac{\lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon}}{\lambda_{\epsilon}} \frac{(^{40}\text{Ar}^*)}{(^{40}\text{K})} \right]$$

Où

λ_{ϵ} et λ_{β^-} représentent respectivement les constantes de transmutation du ^{40}K en ^{40}Ar et en ^{40}Ca .

$^{40}\text{Ar}^*$ = argon 40 radiogénique.

Pour $\lambda = \lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon}$ on a :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left[1 + \frac{\lambda}{\lambda_{\epsilon}} \frac{(^{40}\text{Ar}^*)}{(^{40}\text{K})} \right]$$

En utilisant les constantes proposées par Steiger et Jäger (1977) ($\lambda^{40}\text{K}_{\beta^-} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ et $\lambda^{40}\text{K}_{\epsilon} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$), l'âge millions d'années est donné par la relation ($^{40}\text{Ar}^*$ en moles) ci - dessous :

$$t (\text{Ma}) = 1804,077 \text{Ln} \left(1 + 9,5404 \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \right)$$

Le rapport $^{40}\text{Ar}^* / ^{40}\text{K}$ est souvent exprimé en cm^3STP d'argon par gramme d'échantillon par rapport au pourcentage de potassium ou d'oxyde de potassium (K_2O). Sa connaissance peut permettre de dater directement un minéral ou une roche (Smith, 1964). A l'Institut Dolomieu, l' $^{40}\text{Ar}^*$ étant exprimé en nl/g et ^{40}K en % K_2O , l'âge (en Ma) est alors donné par l'expression suivante :

$$t (\text{Ma}) = 1804,077 \text{Ln} \left(1 + 1,71798 \cdot 10^{-2} \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \right)$$

Ces rapports d'argon et de potassium peuvent être déduits les uns des autres par la relation (Bonhomme et al., en préparation) :

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} = 1493 \frac{(^{40}\text{Ar}^* \text{ en cm}^3 \text{ STP/g})}{\% \text{ K}} = 1804 \frac{(^{40}\text{Ar}^* \text{ en cm}^3 \text{ STP/g})}{\% \text{ K}_2\text{O}}$$

3 - Conditions d'utilisation de la méthode de datation K - Ar conventionnelle en géologie

Pour toute détermination d'âge par la méthode K - Ar, il faut que :

- la composition isotopique du potassium soit normale ou connue avec précision,
- l'argon dans le système soit uniquement d'origine radiogénique, c'est à dire éviter les contaminations atmosphériques ou alors les mesurer afin d'appliquer les corrections nécessaires,
- les termes λ_{ϵ} et λ_{β} soient constants et connus aussi avec précision,
- le système, depuis la cristallisation, soit resté fermé aussi bien pour l'argon que pour le potassium,
- le temps de formation du système soit court, comparé à son âge (Rinckenbach, 1988).

4 - Interprétation des résultats

Nous avons vu que la connaissance des concentrations respectives d'argon 40 radiogénique (en $\text{cm}^3\text{STP/g}$ ou en nanolitre par gramme d'échantillon : nl/g) et de potassium 40 (en % K_2O) permet de dater une roche ou un minéral par l'équation :

$$t (\text{Ma}) = 1804,077 \text{Ln} \left(1 + 9,5404 \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \right)$$

Cet âge appelé âge conventionnel, n'a qu'une valeur limitée et doit être interprété avec beaucoup de prudence lorsqu'il est utilisé seul. D'une manière générale, le chiffre obtenu n'est pas exact, mais se situe dans un intervalle d'erreur donné, qui dépend précisément de la façon dont sont dosés les isotopes. Cette erreur avait été estimée par Cox et Dalrymple (1967). Elle est donnée par la relation ci - après :

$$\sigma = [(\sigma_{\text{K}})^2 + (\sigma_{\text{E}})^2 + (\sigma_{40/38})^2 (1/r)^2 + (\sigma_{38/36})^2 (1-r/r)^2]^{1/2}$$

avec :

σ = écart type relatif sur la mesure de l'âge

σ_{K} = écart type relatif sur l'analyse du potassium

σ_{E} = écart type relatif sur la calibration de l'étalon

$\sigma_{40/38}$ = écart type relatif sur le rapport 40/38

$\sigma_{38/36}$ = écart type relatif sur le rapport 38/36

r = proportion d'argon radiogénique dans l'argon 40

En s'appuyant sur les travaux de Hunziker (1975), Bonhomme et al. (note technique en préparation) montrent que l'écart - type observé lors du dosage radiogénique d'un témoin interlaboratoire (GLO) est de 2%, et que ceci est vrai pour un échantillon quelconque. Dans ces conditions, l'erreur analytique est par conséquent réduite à l'expression suivante :

$$\sigma = [(\sigma_{\text{K}})^2 + (0,02 \cdot 1/r)^2]^{1/2}$$

(Hunziker, 1975 dans Bonhomme et al., en préparation)

Cette relation s'applique surtout à des échantillons anciens. Son avantage est qu'elle s'applique directement sur l'âge mesuré en million d'années.

Dans le cas des échantillons récents ou pauvres en potassium, comme c'est le cas ici, l'erreur applicable aux âges mesurés (en années) avait été estimée par Mahood et Drake (1982) selon la relation :

$$\sigma_t = \frac{1,721 \times 10^{10} \times Z}{K} \{ [(296/Y) - X]^2 + [(\sigma_K/K)^2 + (\sigma_Z/Z)^2] + (\sigma_X)^2 + (296/Y)^2 (\sigma_Y)^2 + [(296/Y) + X]^2 (\sigma_D)^2 \}^{1/2}$$

Où :

σ_t = écart type (1σ) relatif sur l'âge mesuré (en années)

K = nombre de moles de ^{40}K [poids de l'échantillon en g (0,01x %K dans l'échantillon)].

Z = nombre de moles de ^{38}Ar de l'étalon

X = rapport $^{40}\text{Ar} / ^{38}\text{Ar}$ mesuré

Y = rapport $^{38}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ mesuré

D = valeur du facteur de discrimination du spectromètre de masse.

σ_K , σ_Z , σ_X , σ_Y et σ_D = écarts types relatifs de chacune des valeurs préalablement

définies.

4 - 1 - Limites d'utilisation de l'âge K - Ar

L'utilisation de la méthode K - Ar en géochronologie passe par la stabilité du système. En d'autres termes, pour que l'âge calculé (ou déduit) soit fiable ou ait une signification géologique, il faut que la roche ou le minéral constitue un système clos à partir de l'événement géologique que l'on veut dater. Autrement dit il ne doit y avoir, ni gain, ni perte de l'un des éléments père ou fils depuis la cristallisation. " L'horloge K - Ar " se heurte donc à deux problèmes importants, le gain (ou excès) et la perte (ou déficit) d'argon radiogénique, sans pour autant ignorer les possibles "mouvements" du potassium.

a / Problème de gain d'argon

Depuis, par exemple, les travaux de Dalrymple et Lanphere (1969), Cantagrel (1972), Donville (1973), Bonhomme et al. (1988), il est désormais admis qu'il peut exister occasionnellement dans les roches ou minéraux de l'argon étranger (il peut s'agir de ^{40}Ar ou de ^{36}Ar hérité). Dans ces conditions et ce malgré les corrections effectuées de l'argon atmosphérique (rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} = 295,5$) (Nier, 1950), les chercheurs restent souvent (surtout dans le cas où il s'agit de ^{40}Ar hérité) confrontés à une certaine erreur par excès sur cette correction atmosphérique. Les sources et les mécanismes responsables de cet excès d'argon sont multiples. Mais la plupart d'entre eux témoignent de la présence d'une forte pression partielle de

^{40}Ar au moment où les minéraux franchissent au cours de leur refroidissement un seuil de température critique (température de blocage ou de déblocage d'un minéral).

b / Problème de perte d'argon

Sous l'action de certains effets géologiques perturbateurs, la roche ou le minéral peut, au cours de son histoire, subir une fuite partielle ou totale de son argon. Lorsque la perte est complète, le système ou " l'horloge K - Ar " est remis à zéro. L'interprétation des données et notamment la mise en exergue de l'événement géologique responsable est relativement aisée. Par contre, si la perte est partielle ou incomplète, l'interprétation devient plus complexe. Dans tous les cas, s'il s'agit d'une perte d'argon, l'âge calculé se place entre l'âge de la mise en place et celui de l'événement en cause. Cette anomalie (perte d'argon) correspond généralement à des événements thermiques (Zimmermann, 1971).

c/ Gain ou perte de potassium

Le problème de gain ou de perte de K est très rarement évoqué car très difficile à étudier. Cependant, des travaux de Cantagrel (1972), il ressort qu'une telle mobilité du potassium est plus limitée que dans le cas de l'argon. D'autant plus qu'une perte modérée en potassium conduit à une perte proportionnelle en argon et n'affecterait que très peu l'âge mesuré (Kulp et Engels, 1963 ; Odin et al., 1974).

4 - 2 - Modèles d'interprétation des résultats en K - Ar : Diagrammes isochrones

Pour établir une relation cohérente entre l'âge et le contexte géologique, des systèmes de résolutions graphiques ou diagrammes isochrones ont été définis pour palier, le plus possible, les incohérences causées par les pertes ou les excès d'argon (Harper, 1970; Mac Dougall et Stipp, 1969; Roddick et Farrar, 1971). Ces diagrammes s'emploient uniquement pour des échantillons ayant subi les mêmes pertes et excès d'argon et connu donc la même histoire géologique. Il s'agit des diagrammes isochrones $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} = f(^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar})$ et $^{40}\text{Ar} = f(^{40}\text{K})$ respectivement de Roddick et Farrar, et de Harper ci-dessus cités.

Le principe de cette méthode des isochrones est relativement simple à concevoir et peut se résumer comme suit : tous les systèmes ou sous-systèmes c'est - à - dire roches totales ou minéraux synchrones et cogénétiques, ayant le même rapport isotopique initial et restés en systèmes clos doivent s'aligner sur une même droite appelée isochrone. La meilleure droite statistique est obtenue à la suite de l'analyse d'un plus grand nombre d'échantillons. Une régression (Williamson, 1968) permet d'obtenir un ajustement linéaire de cette droite. La pente

$(e^{\lambda t} - 1)$ de cette dernière permet de déduire l'âge " t " et son ordonnée à l'origine la valeur du rapport initial d'argon de l'échantillon.

a / Diagramme isochrone $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$

L'isochrone est une droite tracée dans un diagramme dont la teneur en ^{40}Ar radiogénique est portée en fonction de la concentration en ^{40}K (fig. 23). Sur cette figure, si la droite qui relie les points analysés passe par l'origine, et l'âge déduit de la pente de cette droite est égal aux âges ponctuels calculés, cela signifie qu'au moment de la fermeture le système n'a pas subi soit de perte, soit de gain d'argon radiogénique. L'argon radiogénique était donc à composition atmosphérique.

Par contre, si les âges ponctuels calculés sont inférieurs à l'âge isochrone obtenu à partir d'une droite avec un intercept négatif, cela signifie que les échantillons ont perdu de l'argon radiogénique ou gagné du potassium depuis l'événement à dater.

Il peut arriver aussi que ces âges ponctuels se trouvent supérieurs à l'âge isochrone (déduit grâce à la pente d'une droite à intercept positif), cela signifie que les échantillons ont de l'argon radiogénique en excès ou argon étranger hérité lors de la formation du système.

En résumé, la droite isochrone $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ pouvant être remplacée par l'équation :

$$(^{40}\text{Ar})_m - (^{40}\text{Ar})_{\text{atm}} = (^{40}\text{Ar})_0 + \frac{\lambda\varepsilon}{\lambda\varepsilon + \lambda\beta} 40\text{K} [e^{(\lambda\varepsilon + \lambda\beta)t} - 1] \quad (\text{in Montigny, 1985}),$$

(avec $(^{40}\text{Ar})_m$ et $(^{40}\text{Ar})_{\text{atm}}$ = argon 40 respectivement mesuré et atmosphérique), le cas idéal (c'est-à-dire lorsque le système analysé n'a pas connu de perte ou d'excès d'argon radiogénique) se traduit par un $(^{40}\text{Ar})_0 = 0$. L'âge calculé, dans ces conditions, correspond à l'âge réel. Cependant, deux cas de figures se présentent assez souvent : soit il s'agit d'un excès d'argon [$(^{40}\text{Ar})_0 > 0$], ce qui donnera un âge conventionnel supérieur par rapport à l'événement géologique à dater; soit il s'agit d'une perte d'argon [$(^{40}\text{Ar})_0 < 0$] et l'âge conventionnel calculé devient inférieur à l'âge réel recherché. Dans tous les cas, de tels âges ne trouvent leur validité que s'ils sont reproductibles sur tous les échantillons analysés. Ce qui est le cas s'ils sont tous sur l'isochrone. Il importe aussi de signaler qu'une telle isochrone n'est valable que pour des échantillons cogénétiques (Shafiqullah et Damon, 1974). Il importe de rappeler que :

$$(\text{Ar})_0 = (\text{Ar})_e - (\text{Ar})_d.$$

Avec :

$(\text{Ar})_e$ = argon en excès

$(\text{Ar})_d$ = argon perdu par diffusion.

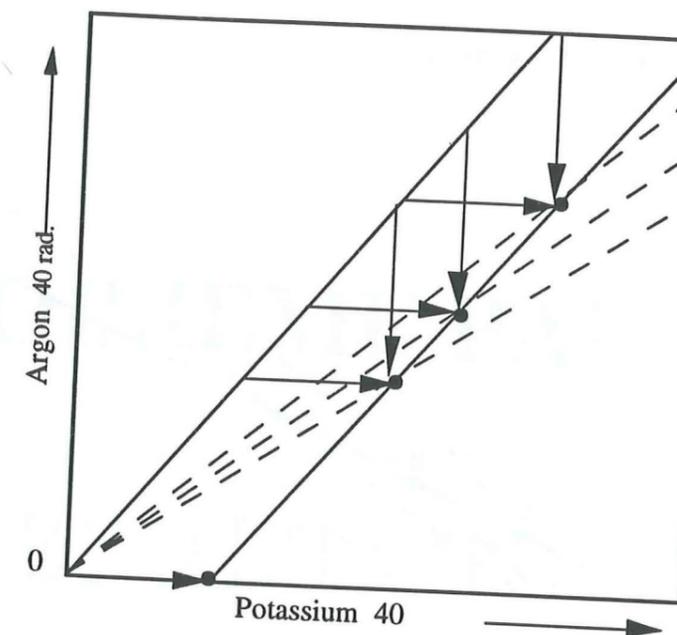


Fig. 23 - Diagramme Isochrone $^{40}\text{Ar}^* = f(^{40}\text{K})$; d'après Harper, 1970).

b / Diagramme isochrone $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$

Sur ce diagramme, le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ est représenté en fonction du rapport $^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$ (fig. 24). L'ensemble des points représentatifs des échantillons cogénétiques donne une droite dont la pente est fonction de l'âge de l'événement géologique enregistré, et l'ordonnée à l'origine indique le rapport isotopique $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ de l'argon initial des échantillons analysés. En principe, dans le cas idéal (quand il n'y a eu ni perte, ni excès d'argon) l'ordonnée à l'origine doit correspondre à 295,5 qui est le rapport isotopique de l'argon atmosphérique (Nier, 1950). Les autres cas s'interprètent de la même manière que pour le paragraphe précédent. Là aussi, l'isochrone (qui ne peut être également utilisée que pour des systèmes cogénétiques) peut être remplacée par l'équation suivante :

$$\frac{(^{40}\text{Ar})_m}{(^{36}\text{Ar})_m} = \frac{40\text{K}}{(^{36}\text{Ar})_m} \frac{\lambda\varepsilon}{\lambda\varepsilon + \lambda\beta} [e^{(\lambda\varepsilon + \lambda\beta)t} - 1] + \frac{(^{40}\text{Ar})_{\text{atm}}}{(^{36}\text{Ar})_m} + \frac{(^{40}\text{Ar})_e}{(^{36}\text{Ar})_m} - \frac{(^{40}\text{Ar})_d}{(^{36}\text{Ar})_m} \quad (1) \quad (2) \quad (3)$$

En règle générale, les âges calculés sont significatifs si :

$$* \frac{({}^{40}\text{Ar})_e - ({}^{40}\text{Ar})_d}{({}^{36}\text{Ar})_m} = 0,$$

* le terme (1) + (2) - (3) = constante.

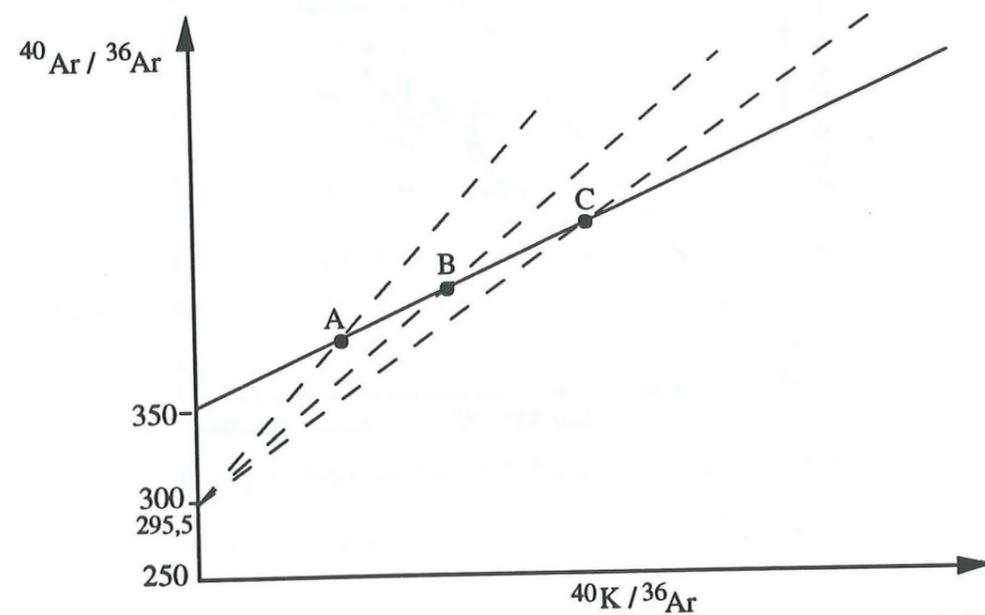


Fig. 24 - Diagramme Isochrone $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$
(Roddick et Farrar 1971) : la droite passant par les points A, B, C, indique un rapport d'argon initial égal à 350; ce qui suppose un héritage d'argon radiogénique.

TROISIEME PARTIE :

RESULTATS ET

INTERPRETATIONS

CHAPITRE IV

LES INCLUSIONS FLUIDES : MARQUEURS DES CONDITIONS DU METAMORPHISME.

I - INTRODUCTION

II - SELECTION DES INCLUSIONS FLUIDES

III - DONNEES MICROTHERMOMETRIQUES OBTENUES

IV - INTERPRETATION DES RESULTATS

V - CONCLUSION A L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

LES INCLUSIONS FLUIDES : MARQUEURS DES CONDITIONS DU METAMORPHISME.

I - INTRODUCTION

L'étude des inclusions fluides garde son intérêt du fait qu'elles constituent (surtout s'il s'agit d'inclusions primaires) des reliques du fluide de cristallisation. Elles sont fréquemment utilisées comme géothermomètres. L'idée à la base d'une telle utilisation, envisagée dès 1858 par Sorby, était de pouvoir retrouver les conditions pression - température du piégeage de fluides dans l'inclusion en s'aidant de la densité du fluide inclus. Je le rappelle encore, cette densité est déterminée très simplement à partir de la température à laquelle ce fluide (généralement 1 phase liquide + 1 phase vapeur à température ordinaire) s'homogénéise en 1 seule phase. En outre, les inclusions fluides servent également en tant qu'indicateurs géochimiques pour de nombreux problèmes géologiques. L'analyse, par exemple, de leur contenu peut fournir des précieux renseignements sur les conditions géochimiques et physico - chimiques de formation des minéraux. Par l'étude des inclusions fluides, on peut espérer établir les relations possibles entre l'histoire thermique et l'histoire chimique ou géochimique des minéraux pour un problème de métamorphisme par exemple.

S'il faut caractériser l'excès d'argon apporté par les fluides métamorphiques en utilisant les fentes "synmétamorphiques" (ce qui est l'une des limites de ce travail), il est intéressant de connaître les conditions thermodynamiques de ce métamorphisme. L'étude des inclusions fluides dans les minéraux néoformés apparaît comme un excellent moyen de connaissance de ces conditions.

Il faut signaler que dans ce chapitre, vont être prises en compte, pour essayer de parvenir à cet objectif, à la fois des données thermométriques déjà publiées dans la région (Poty, 1969; Poty et al., 1974; Gratier et al., 1973; Gratier, 1984; Bernard et al., 1977; Bernard, 1978; Jenatton, 1981) et des mesures faites au cours de la présente étude.

II - SELECTION DES INCLUSIONS FLUIDES

Comme signalé précédemment, l'étude des inclusions fluides se fait à partir des sections épaisses polies sur les deux faces et non collées sur lame de verre (sections de 100 à 200 μm ou plus) et dont la technique de préparation rappelle celle des lames minces (voir détails dans

Hollister et Crawford, 1981). Avant de réaliser des sections épaisses, il est préférable de procéder à une observation rapide de lames minces (examen sous microscope en utilisant un objectif à fort grossissement), ceci afin de pouvoir mettre en évidence la présence ou l'abondance relative des inclusions. Celles-ci peuvent être très nombreuses et de taille très variable. Le quartz laiteux par exemple peut contenir des inclusions dont le nombre est de l'ordre de $10^9 / \text{cm}^3$. Toutefois, comme le diamètre moyen d'une inclusion ne dépasse pas $1 \mu\text{m}$, le volume total des inclusions ne représente guère qu'environ 0,1% du volume total de l'échantillon ou du minéral (Roedder, 1979).

J'ai utilisé de préférence pour cette étude, les inclusions dont les dimensions sont supérieures ou égales à $5 \mu\text{m}$, les inclusions de trop petite taille ($< 5 \mu\text{m}$) ne permettant pas une étude microthermométrique fiable.

Une trentaine de sections parallèles aux épontes, lorsque je le pouvais, ont été préparées. Ceci fournit, dans le cas de remplissage des fissures par croissance centripète, des sections perpendiculaires à l'allongement des cristaux. Les inclusions susceptibles d'avoir été partiellement ouvertes (inclusions fracturées ou trop proches de la surface de la section épaisse) n'ont pas été utilisées.

A la température ambiante, toutes les inclusions étudiées présentent au moins une phase liquide et une phase gazeuse. Aucune phase solide n'a été observée. Cependant, Bernard (1978) fait état de phases solides dans les inclusions fluides de quelques échantillons prélevés dans la même région. Cet auteur souligne le caractère exceptionnel de leur présence.

Les phases fluides dans les inclusions sont, pour la grande majorité des échantillons examinés, essentiellement du type fluide aqueux (probablement de sels alcalins tel que le NaCl). Toutefois, des inclusions fluides contenant du CO_2 ont été observées sur des fentes prélevées dans les environs de La Grave (échantillons n° 89MB19, 89MB20, 89MB17).

Du point de vue morphologique, les inclusions rencontrées présentent des formes et dimensions variées. La morphologie et la répartition dans le cristal permettent le classement suivant :

- Inclusions fluides de forme simple : elles se retrouvent parfois isolées, en bandes ou amas de petits groupes.
- Inclusions fluides allongées et inclusions anastomosées.
- Inclusions fluides jalonnant un plan de fracture cicatrisée : elles sont soit homogènes, soit hétérogènes le long d'une fracture.

1/ Inclusions fluides isolées.

Il s'agit d'inclusions dispersées à l'intérieur des grains et leurs formes sont variables. Elles peuvent être de forme arrondie, anguleuse ou en forme de cristal négatif (fig. 25). Il est difficile de dire s'il s'agit d'inclusions primaires vraies. En effet, de telles inclusions peuvent aussi naître par décrépitation ou par éclatement de l'inclusion initiale.

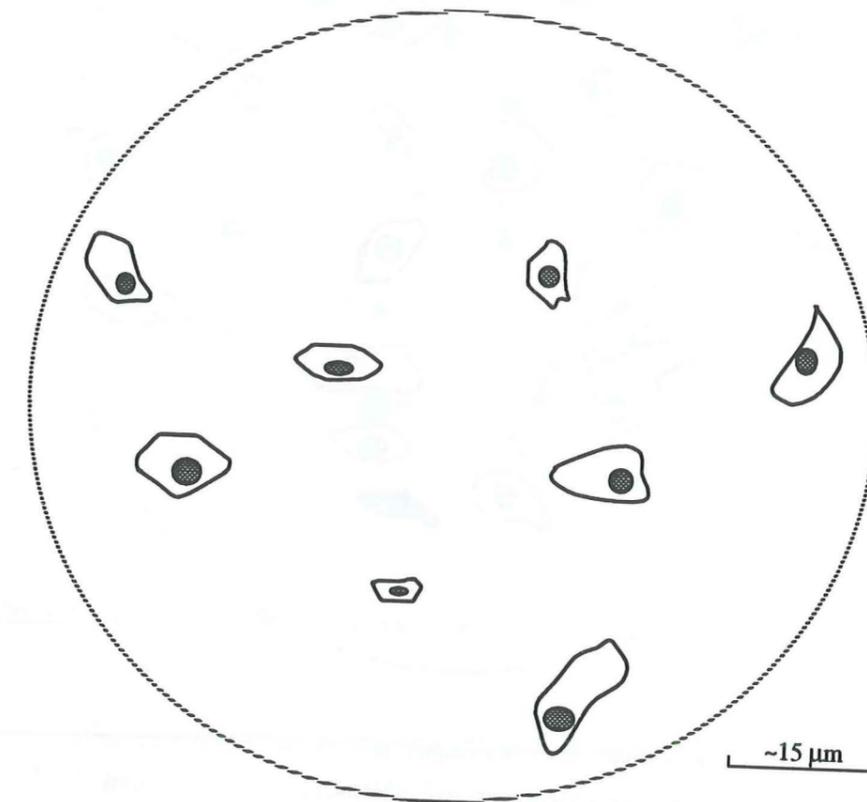


Fig. 25 - Quelques inclusions fluides isolées de formes et de dimensions variées.

2/ Nuages d'inclusions fluides de formes simples

Ce sont des inclusions qui montrent une grande homogénéité du rapport du volume apparent de la bulle de vapeur par rapport au volume de la phase liquide en dépit de certains phénomènes (comme l'étranglement) qui peuvent provoquer l'isolement d'une partie du liquide de l'inclusion (voir flèches fig. 26). Les formes sont beaucoup plus simples (le plus souvent, de

crystal négatif, mais aussi formes subsphériques à sphériques). La taille des inclusions est généralement comprise entre 5 et 10 μm .

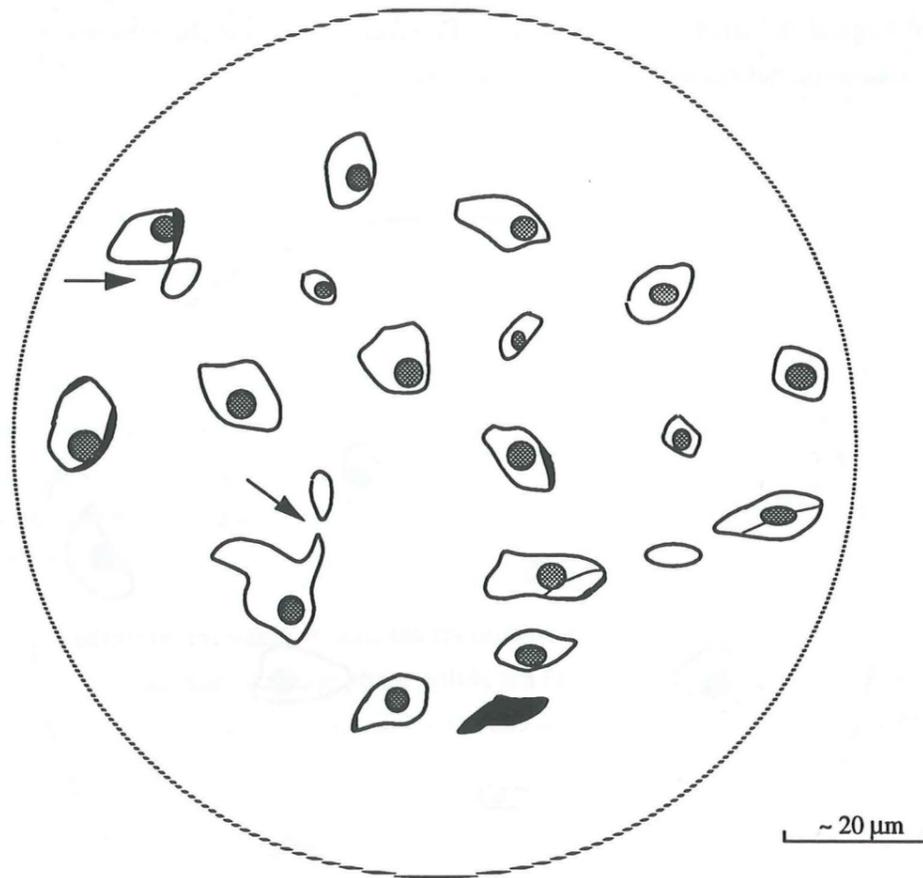


Fig. 26 - Inclusions fluides de formes simples; la flèche indique les zones où la formation de deux inclusions par étranglement est assez nettement reconnaissable.

3/ Inclusions fluides allongées et inclusions fluides anastomosées

Sous l'appellation d'inclusions fluides allongées, ont été regroupées les inclusions fluides qui possèdent une forme allongée grossièrement parallèle aux lignes qu'elles constituent. En effet, elles se disposent souvent en bandes qui semblent indiquer une direction privilégiée. Dans cette famille d'inclusions, les rapports volume de la bulle de gaz sur volume du fluide sont très variés (fig. 27). Le rapport longueur sur largeur est partout élevé.

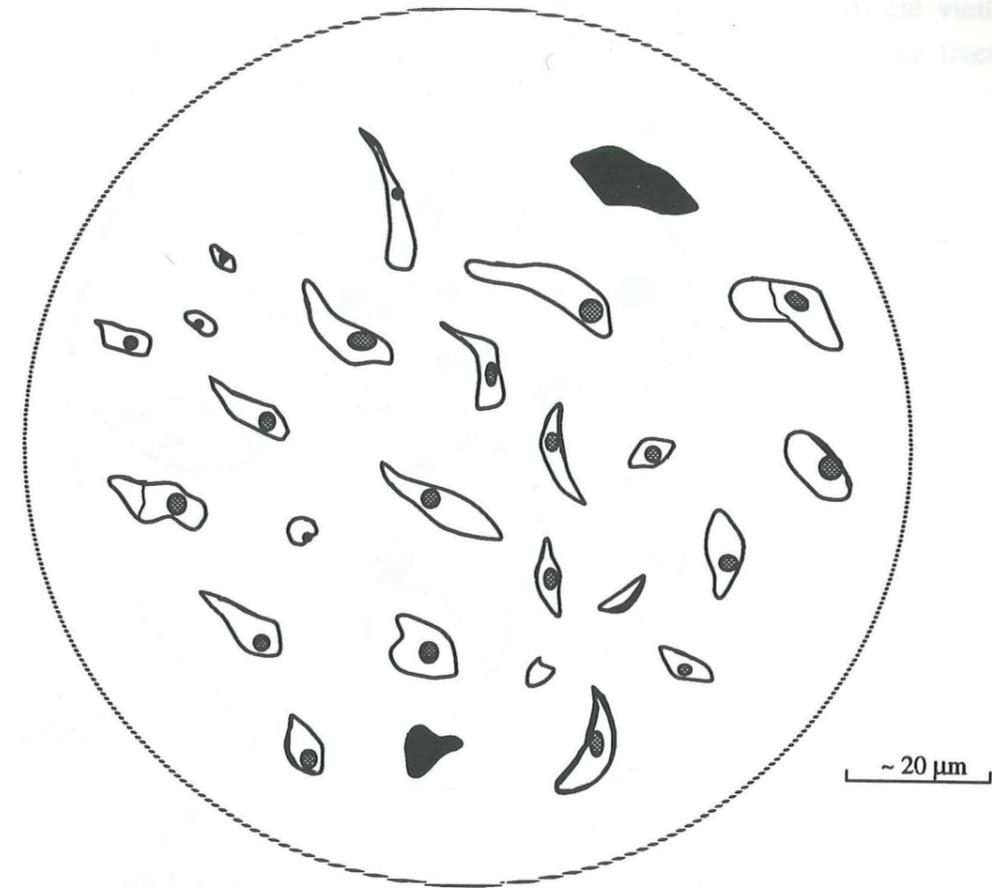


Fig. 27 - Exemple de quelques inclusions fluides allongées.

Les inclusions fluides anastomosées sont des inclusions de très grandes tailles ($\geq 50 \mu\text{m}$). Elles se distinguent par leurs formes digitées ou très irrégulières (golfs et saillants) et par leur taux de remplissage (volume de la phase liquide / volume de la phase vapeur) très faible (fig. 28). Très souvent, à proximité de ces inclusions il se trouve de très petites inclusions ($< 5 \mu\text{m}$) qui sont, sans doute, celles des nuages de décrépitation. De ce fait, on peut estimer à première vue que les inclusions fluides anastomosées sont des inclusions apparemment ou partiellement décrépitées. Il a été aussi constaté que certaines de ces inclusions sont parfois reliées par des "conduits" en apparence fermés, mais dans lesquels les fluides peuvent circuler lors du chauffage.

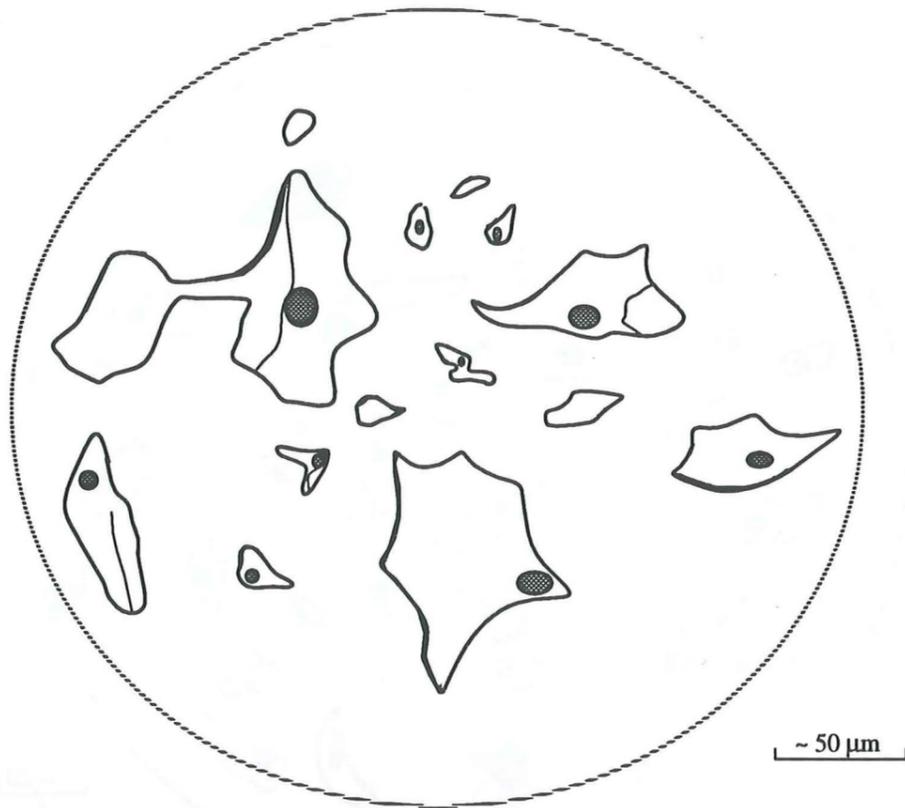


Fig. 28 - Inclusions de très grandes tailles ou anastomosées et de formes quelconques

4/ Inclusions fluides jalonnant un plan de fracture cicatrisée

En règle générale, elles se forment par remplissage et cicatrisation des microfractures apparues pendant ou après la cristallisation. La cicatrisation avec formation d'inclusions se fait, après que le fluide ait pu pénétrer la fracture (Klia et Lemmlein, 1961), par croissance dendritique du quartz à partir des lèvres de la microfracture, c'est - à - dire par la formation des dendrites à branches latérales (cf. détails dans Roedder, 1962, 1979). Il arrive assez souvent que ces microfractures, une fois obturées (ou cicatrisées), ne se distinguent plus et, de ce fait, ne pourront être suivies que grâce aux inclusions fluides se trouvant soit en alignements le long des plans de fractures, soit situées à leur voisinage (fig. 29). De telles inclusions constituent souvent une famille d'inclusions qui présente assez souvent des constances de formes et dimensions, et un remplissage homogène.

Cependant toutes les fractures observées ne sont pas toujours jalonnées que par des inclusions "homogènes". Il peut arriver que des plans de fractures soient soulignés par des

inclusions de formes et dimensions variées. Dans ce cas, il pourrait s'agir d'une famille d'inclusions dont certaines auraient partiellement décrépité ou auraient été victimes des phénomènes d'étranglement. Ce qui expliquerait la présence, sur une même fracture, des inclusions plus ou moins étirées ou étranglées.

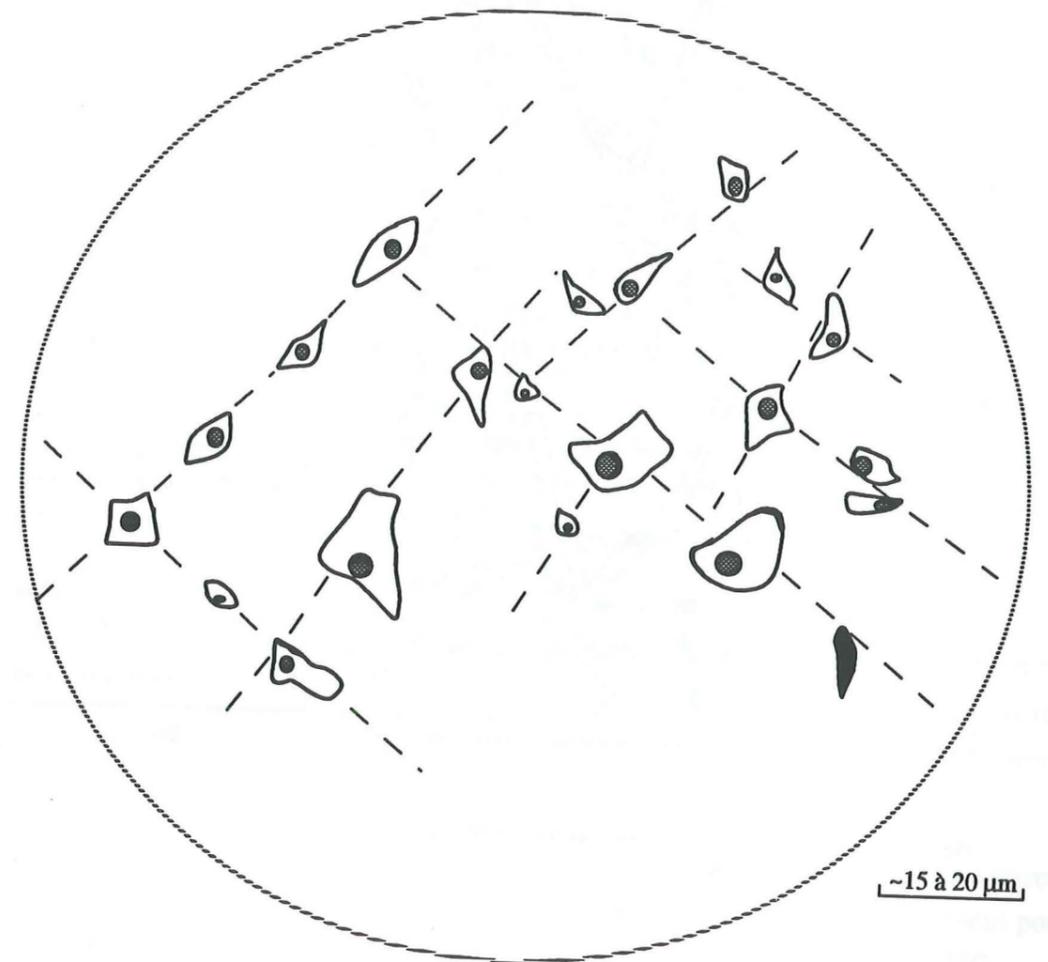


Fig. 29 - Les différentes fractures recristallisées possibles, parfois reconstituées à partir des alignements d'inclusions fluides.

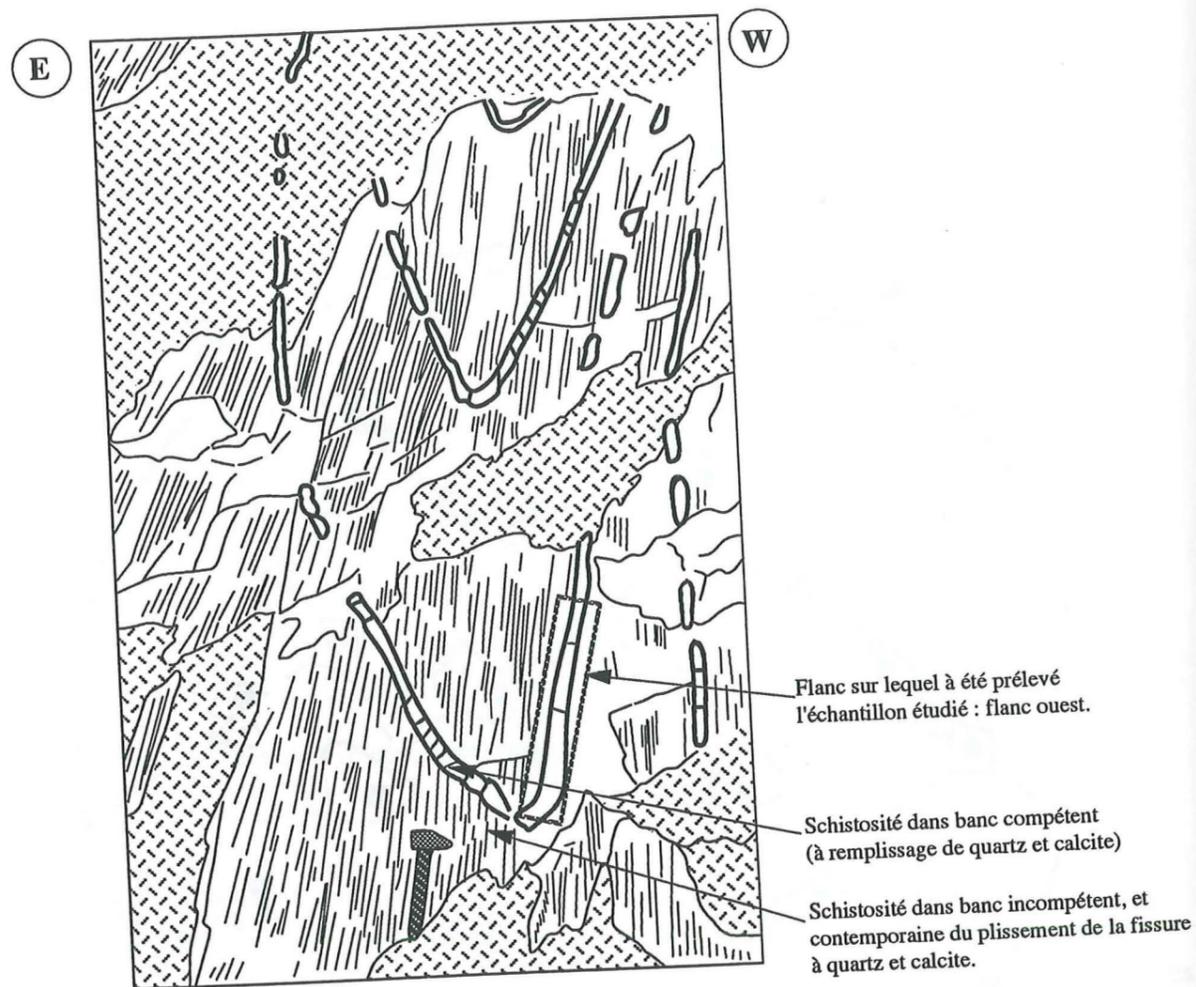


Fig. 30 - Schéma de l'endroit où la fissure étudiée (89MB28) a été échantillonnée.

III - DONNEES MICROTHERMOMETRIQUES OBTENUES

Les fissures contenant les fluides étudiés, proviennent de trois grandes zones géographiques (et géologiques) :

- La région de Bourg - d'Oisans (route de La Paute au Col d'Ornon)
- La région Mizoën - Le Chambon - Ouest La Grave (route nationale N 91)
- La région de La Grave - Ouest du Col du Lautaret.

Dans ces régions et dans le cadre du présent travail, il est plus commode de distinguer deux groupes de fissures : les fissures tardives et les fissures synchistes (?) ou précoces, selon qu'elles sont sécantes, parallèles ou transverses sur la schistosité principale (S₁).

Les résultats microthermométriques obtenus, de l'étude des fluides dans ces deux catégories de fentes, seront présentés sous forme d'histogramme de températures d'homogénéisation (Th), de températures de fusion (Tf), et d'un tableau récapitulatif (donné en annexe).

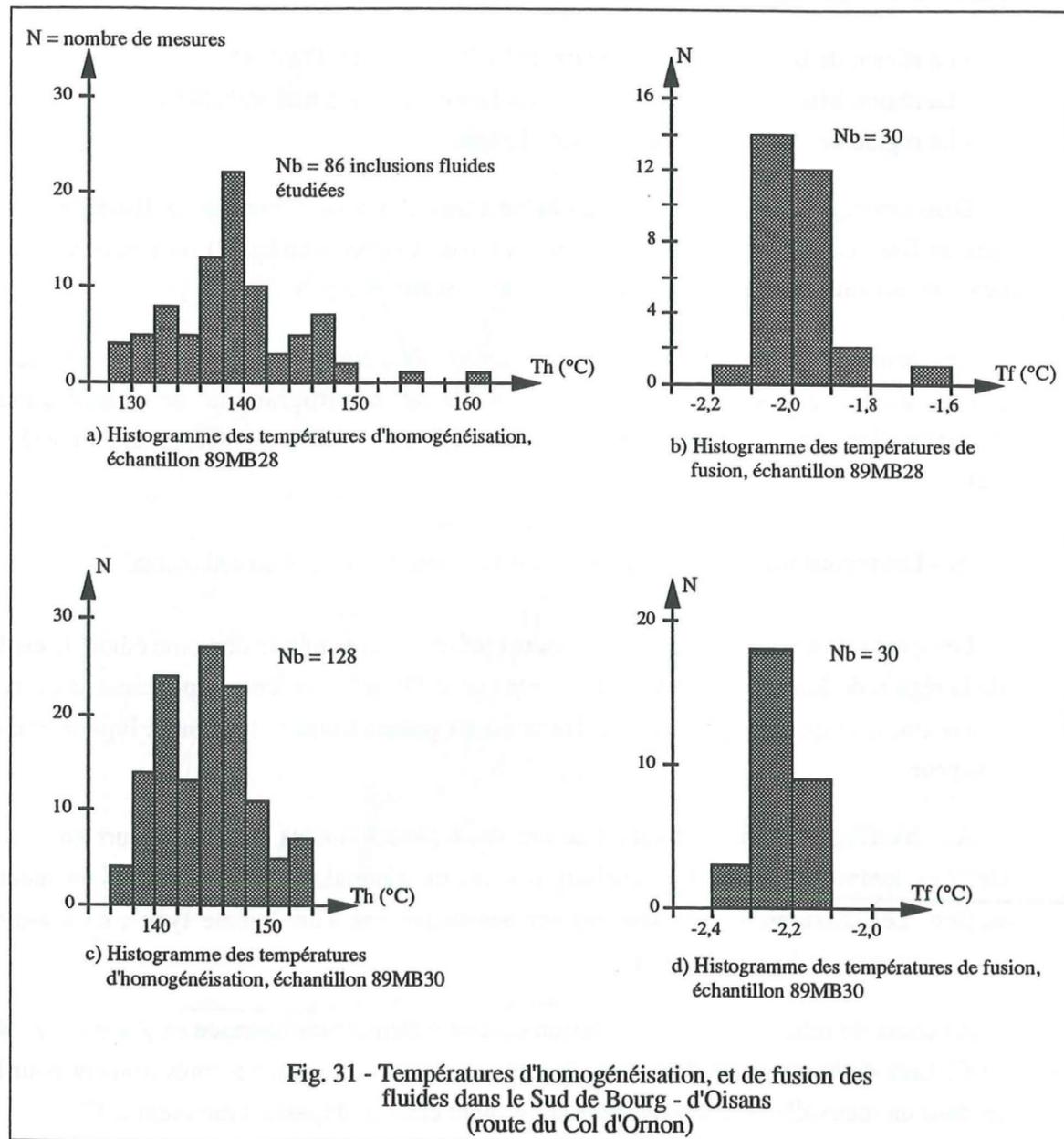
A/ - Les inclusions fluides dans les quartz des fissures tardives du sédimentaire

Les quartz de ces fissures tardives, fissures présentes dans tout le domaine étudié (c'est-à-dire de la région de Bourg - d'Oisans aux environs de la Grave), contiennent principalement des inclusions qui, à température ordinaire, montrent deux phases fluides : une phase liquide et une phase vapeur.

Au chauffage, l'homogénéisation de ces deux phases fluides se fait toujours en phase liquide. Les températures d'homogénéisation sont, en général, très étalées dans un même échantillon. Les mesures portent souvent sur des inclusions d'un "même type", c'est-à-dire inclusions appartenant à un même nuage.

Au cours du refroidissement, l'inclusion est complètement transformée en glace entre - 40 et - 60°C. Lors de la remontée de la température, ces cristaux de glace formés fondent pour la plupart dans un intervalle de températures relativement étroit et dépassant rarement 2°C.

A Bourg - d'Oisans et sur un premier filon de quartz (échantillon n° 89MB28, fig. 30) pris à 300 m environ, à l'Est en suivant l'embranchement d'une exploitation forestière au niveau du Pont des Oulles (sur la route du Col d'Ornon), l'homogénéisation des phases fluides se produit entre 128 et 150°C (fig. 31a). La distance interquartile, correspondant à 50 % des valeurs de Th mesurées (selon la représentation graphique de Box et Whiskers, citée dans Tukey, 1977), vaut 6°C (de 136 à 142°C). Au dégel, les températures de fusion (température de fusion du dernier cristal de glace) sont en majeure partie comprises entre -2,1 et -1,9°C (fig. 31b). Ceci correspond



à un fluide aqueux ayant une faible teneur en sels dissous: 3,2 à 3,5% p.éq.NaCl (cf fig. 10, voire aussi Potter et al., 1978 pour la relation entre la température de fusion et le pourcentage en poids NaCl). Cette teneur en sels et les températures d'homogénéisation obtenues aboutissent à des densités de 0,93 à 0,95 (le lecteur pourra trouver les détails ou les données sur la construction des isochores dans certains travaux déjà publiés dont Kennedy, 1950; Lemlein et Klevstov, 1961; Haas, 1976; Potter et Brown, 1977; Hilbert, 1979; Zhang et Frantz, 1987).

Sur un autre échantillon pris dans cette région de Bourg - d'Oisans (89MB30 : fibres de quartz au coeur d'un pli d'axe N 15 à N 20°E prises dans la vallée de l'Ise, vallée située au dessus du Rivier non loin de la bordure est du Taillefer, sur la route du col d'Ornon), les inclusions fluides s'homogénéisent entre 136 à 154°C (fig. 31c). La distance interquartile est un peu plus importante que dans le cas précédent : 10°C (soit de 140 à 150°C). La température d'homogénéisation est donc, dans ce dernier échantillon étudié de la région, légèrement plus élevée; ce qui, à première vue, signifie que la densité du fluide est (mais de très peu) plus faible. Elle est ici variable entre 0,92 et 0,93.

L'histogramme des températures de fusion (Tf) est lui aussi très étroit. les Tf obtenues sont resserrées dans un intervalle qui va de - 2,3 à - 2,1°C (fig. 31d), ce qui aboutit à des teneurs en sels grossièrement comparables et aussi faibles que pour l'échantillon 89MB28 : 3,5 à 4% p. éq. NaCl .

D'autres filons de quartz tardifs étudiés, proviennent des secteurs voisins de La Grave. On peut définir quatre secteurs d'échantillonnage :

- NE du village Les Hières (échantillons 89MB01, 89MB03, 89MB04, 89MB07): fissures tardives par rapport au développement de la déformation synschisteuse (donc de la schistosité principale S₁) dans le Lias de la série du Puy Golèfre [série décrite par Barfety, 1985 et qui est recouverte plus à l'Est par le flysch des Aiguilles d'Arves (fig. 32, site 1)].

- Valfroide (échantillon 89MB22) : bloc de quartz d'une fissure prise en dessous d'un banc boudiné quartzo - calcitique grossièrement parallèle à la stratification et situé à quelques mètres environs en dessous du contact couverture mésozoïque - flysch eocène (fig. 32, site 2).

- Est de La Grave (échantillon 89MB11) : filons de quartz tardifs (?) au niveau de l'embranchement de la départementale D33 (route du Chazelet), à la sortie du petit tunnel de La Grave (fig. 32, site 3).

- Ouest du Col du Lautaret (prolongement sud du Col de Côte - Plaine, échantillon 89MB26) : fissures de quartz - calcite dans les faciès du Golèfre, faciès visibles sur la RN 91 à quelques Km à l'W du Col du Lautaret (fig. 33).

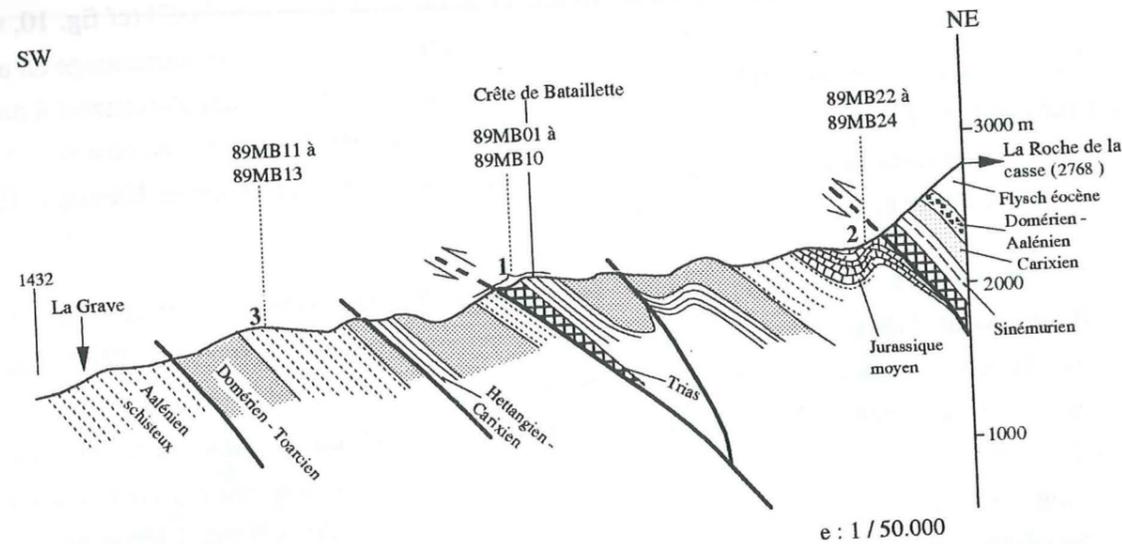


Fig. 32 - Coupe interprétative suivant (≈ parallèle) le Hameau de Valfroide (feuille La Grave, 1976) : localisation des points de prélèvement des échantillons étudiés (chiffres 1, 2, 3).

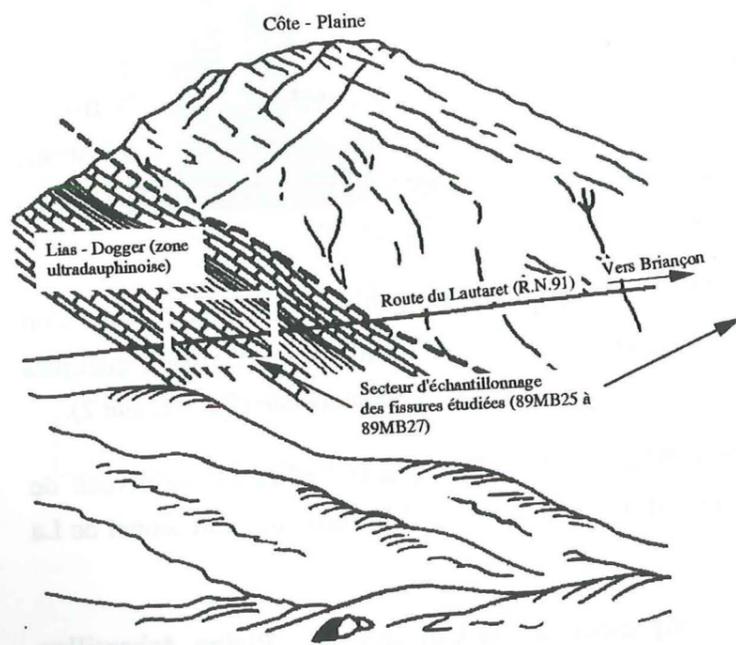
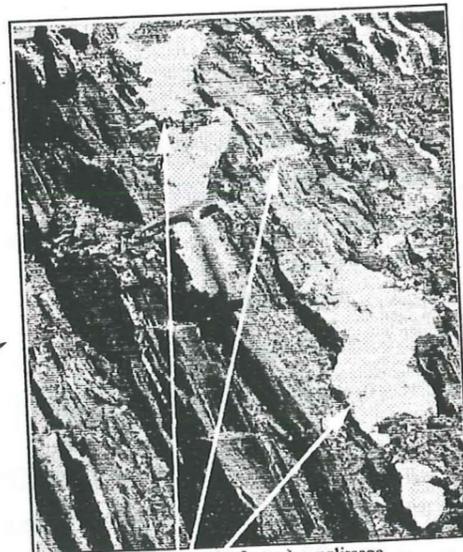


Fig. 33 - Schéma de l'affleurement étudié (W. Lautaret)



Différentes positions des fentes à remplissage quartzo-calcitique par rapport à la schistosité dans les faciès de l'endroit d'échantillonnage.

Au NE des Hières, les mesures sur les inclusions fluides ont donné les enseignements suivants :

- Les histogrammes des températures d'homogénéisation (T_h) demeurent très étalés avec parfois plusieurs pics ± nets (fig. 34).

- Les températures de fusion (T_f) de la glace, contrairement aux précédentes mesures précitées, sont cette fois situées dans un éventail assez large, allant parfois jusqu'à 10°C pour les inclusions d'un même échantillon et, cela est aussi vrai pour l'histogramme de l'ensemble des données cumulées du site (fig. 35d). Ceci semble indiquer la présence dans ce secteur des fluides de salinités variées, ce qui impliquerait plusieurs générations distinctes de fluides.

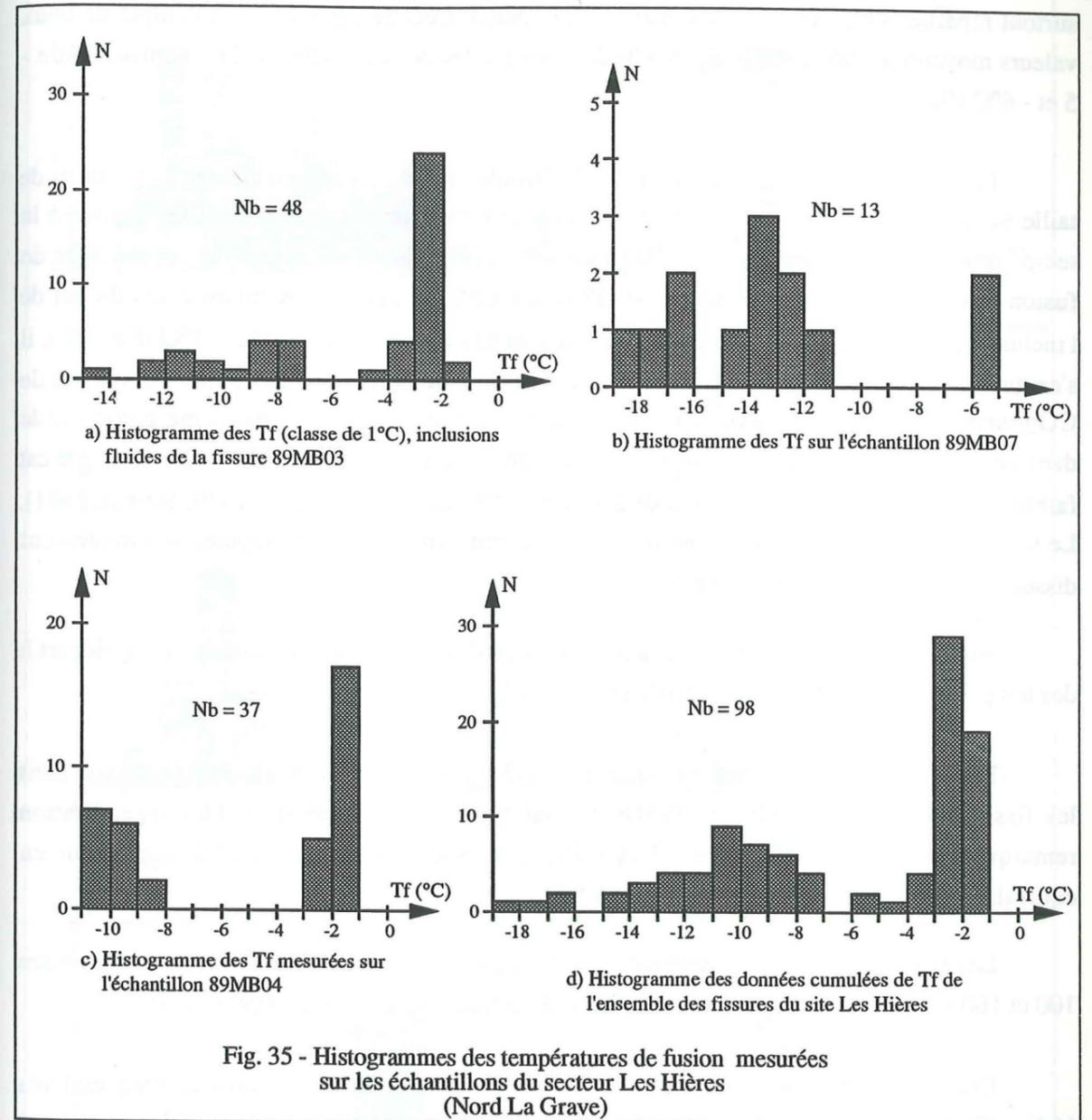
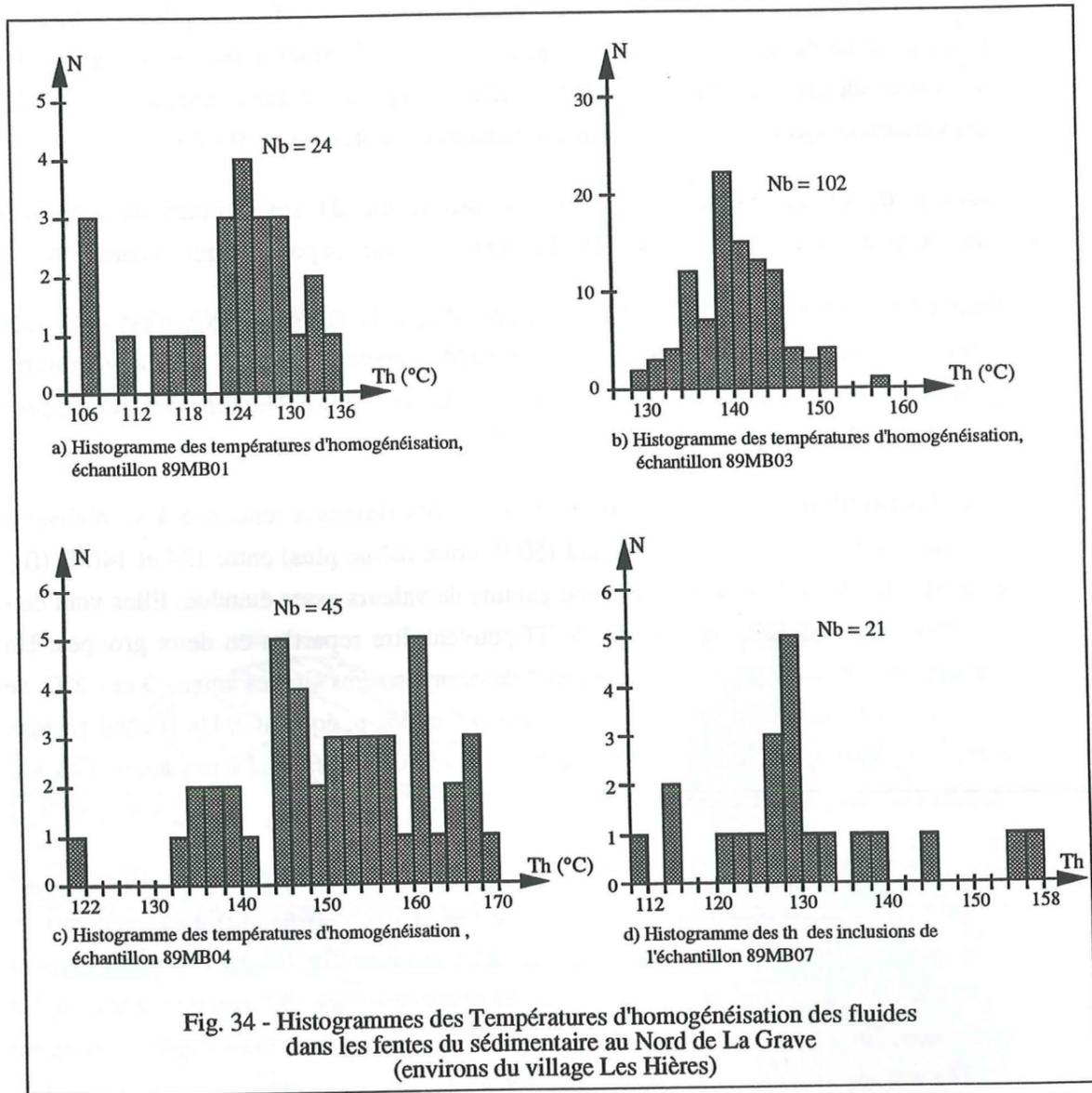
Dans le détail, ces mesures représentées sous forme d'histogrammes de fréquence (classes de 2°C pour les T_h et de 1°C pour les T_f) sont les suivantes pour chaque échantillon :

Pour l'échantillon 89MB01, je n'avais effectué que la thermométrie, c'est - à - dire l'homogénéisation des phases fluides (ici H_2O + vapeur essentiellement). Les températures d'homogénéisation sont comprises entre 106 et 136°C (fig. 34a). Nombreuses (cf. espace interquartile) sont celles comprises entre 122 à 130°C .

Dans l'échantillon 89MB03, l'homogénéisation des fluides a tendance à se réaliser à température un peu plus haute, principalement (50 % voire même plus) entre 134 et 146°C (fig. 34b). Les températures de fusion montrent une gamme de valeurs assez étendue. Elles vont de -13 à -2°C (fig. 35a). En fait, ces valeurs de T_f peuvent être réparties en deux groupes. Un premier groupe largement exprimé, qui comprend des températures situées entre -3 et -2°C ; ce qui correspond à des teneurs en sels comprises entre 3,5 et 5% p. éq. NaCl. Un second groupe, qui lui a des températures de T_f éparpillées entre -13 à -7°C , correspond à des teneurs en sels nettement plus élevées : 10,5 à 16,9% p. éq. NaCl.

Les quartz de l'échantillon 89MB04 contiennent des inclusions fluides qui s'homogénéisent pour la plupart (plus de 50 %) entre 144 et 162°C (fig. 34c). Les températures de fusion se classent assez facilement également en deux groupes (fig. 35c). Le premier marqué par un pic très net à $-1,5^\circ\text{C}$ englobe des valeurs de T_f allant de -3 à -1°C , soit une teneur de 2 à 5 % en équivalent NaCl. Le second ne comporte pas de pic significatif mais englobe les autres valeurs de T_f mesurées, valeurs situées entre -11 et -9°C , ce qui donne des teneurs en sels de l'ordre de : 12,4 à 15% p.éq. NaCl.

La fissure de quartz (89MB07) contient plutôt des fluides qui s'homogénéisent principalement entre 126 et 130 (fig. 34d). Ces températures sont dans un éventail comparable à celui des fluides de l'échantillon 89MB01 mais, sont légèrement plus faibles que les précédentes ($142 - 146^\circ\text{C}$ des autres fissures : 89MB03 et 89MB04). Ces températures un peu plus faibles



laissent supposer à première vue que ces fissures ne se sont pas formées à la même époque ou peut être pas dans les mêmes conditions de déformation. La salinité de ces fluides est très élevée, seules les hautes teneurs en sels ont été déduites des températures de fusion mesurées ; elles sont surtout réparties entre 15 et ~ 21% d'équivalent NaCl. Ceci en ne tenant pas compte de deux valeurs moyennes (7,6 et 9% p. éq. NaCl) données par les deux mesures de Tf comprises entre - 5 et - 6°C (fig. 35b).

Les cristaux de quartz des fissures du Valfroide, ont des inclusions fluides de forme et de taille variable mais souvent < 20 µm. Ces inclusions n'ont jamais montré de CO₂ liquide à la température ambiante. Pourtant le CO₂ existe puisqu'au cours du dégel, j'ai pu observer de fusion des clathrates (cristaux solides de l'hydrate de CO₂ qui se forment au cours du gel de l'inclusion). Après la fusion des derniers cristaux de glace formés entre - 2 et - 1°C (fig. 36b), il s'est produit par la suite la fusion d'une masse transparente de ces cristaux solides d'hydrate de CO₂ entre + 1 et + 4°C. Compte tenu du fait qu'il n'apparaît jamais de troisième phase fluide dans ces inclusions au - dessous de 31°C, cela signifie que la teneur de CO₂ dans le fluide est faible. Elle peut être estimée à moins de 2 moles % (Ypma, 1963; Collins, 1979; Burrus, 1981). Le CO₂ se trouverait dans ces conditions soit contenu dans la bulle de vapeur, soit totalement dissous dans le fluide de l'inclusion.

Au chauffage, toutes les inclusions s'homogénéisent en phase liquide, pour la plupart à des températures assez basses, entre 102 et 126°C (fig. 36a).

Les mesures microthermométriques effectuées sur les inclusions fluides des quartz dans les fissures à l'Est de la Grave (89MB11), ont fourni une température d'homogénéisation remarquablement constante entre - 3 et - 2°C (fig. 36d). Ceci correspond à une teneur en équivalent NaCl qui est d'à peu près égale à 5 %.

Les températures d'homogénéisation sont, à l'inverse des Tf, très variées et étalées entre 100 et 160°C (fig. 36c); ce qui donne une densité du fluide variable entre 0,93 et 0,95.

Enfin pour le dernier point d'échantillonnage des fentes considérées comme tardives (échantillon 89MB26), les cristaux de glace fondent autour de 2,5°C (température du pic majeur) (fig. 36f). La salinité des fluides en sels dissous (déduite de cette position du maximum) est estimée à environ 4,5% p. éq. NaCl. Les températures d'homogénéisation de ces inclusions s'étalent entre 130 et 155°C (fig. 36e), ce qui conduit à une valeur de la densité comparable au site cité précédemment : 0,93 à 0,95.

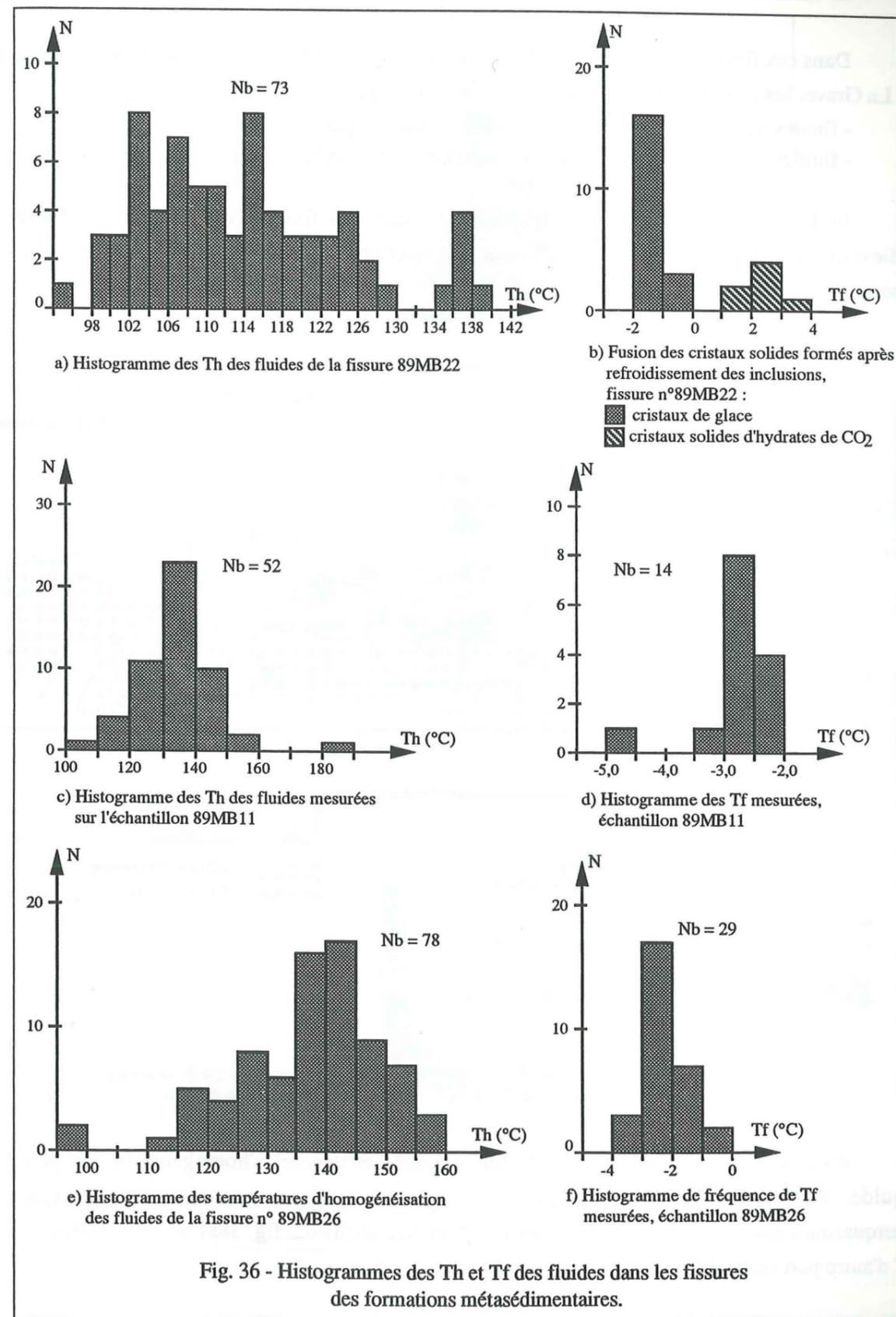


Fig. 36 - Histogrammes des Th et Tf des fluides dans les fissures des formations métasédimentaires.

B/ - Les inclusions fluides dans les quartz des fissures précoces

Dans ces fissures prélevées pour la plupart dans le Sud Mizoën, Le Chambon et L'Ouest de La Grave, les quartz contiennent des fluides de deux types :

- fluides aqueux probablement de sels alcalins (exemple le NaCl)
- fluides riches en CO₂ (c'est-à-dire les phases CO₂, visibles à la température ambiante).

(i) Les premiers s'observent principalement dans les fissures (88MB02 et 88MB04) prélevées à quelques mètres du contact socle - couverture (bord est du massif des Grandes - Rousses, fig. 37).

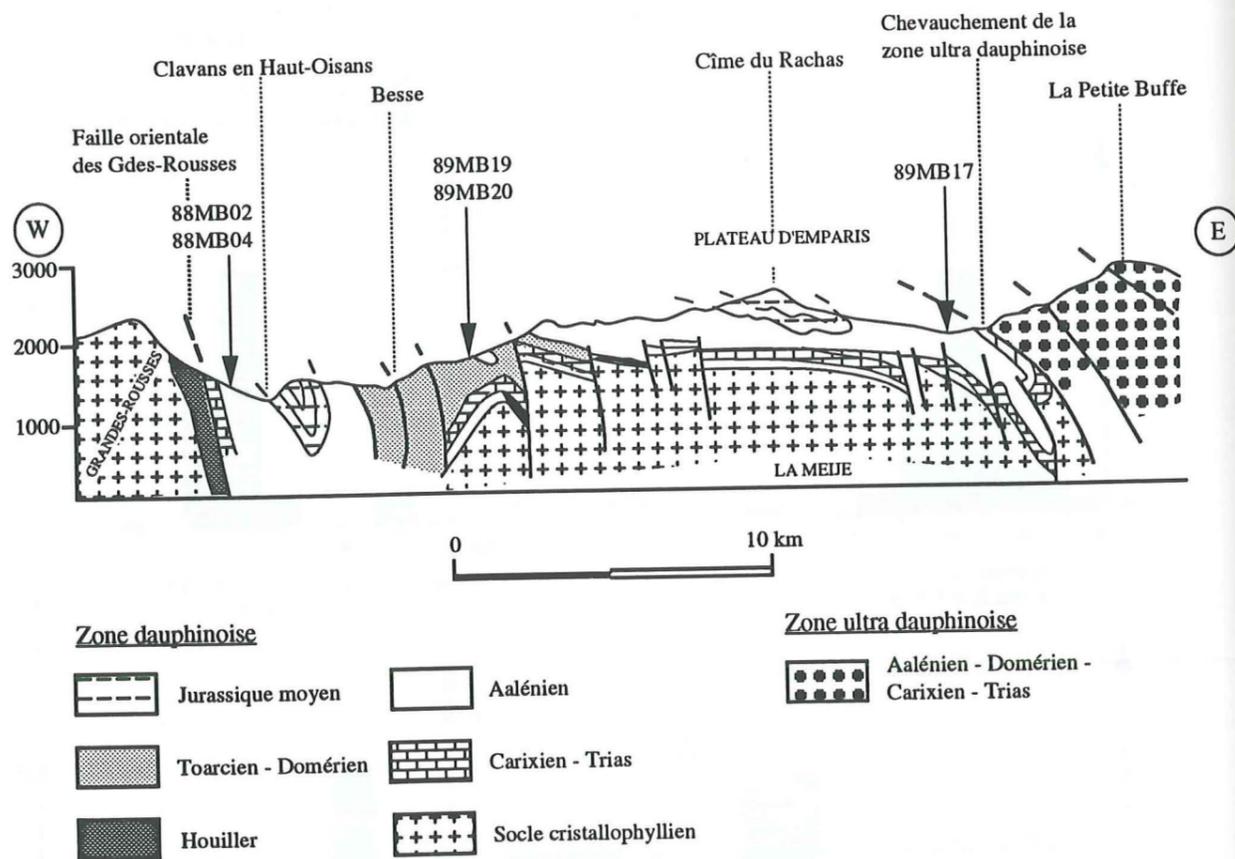


Fig. 37 - Coupe interprétative des environs de La grave (d'après la coupe de la notice de la carte géologique La Grave) : situation des échantillons étudiés

Au chauffage, les deux phases fluides (liquide et vapeur) s'homogénéisent en phase liquide. Les températures d'homogénéisation sont comprises, pour la plupart (espace interquartile), entre 165 et 180°C d'une part (échantillon 88MB02, fig. 38a), et entre 160 et 180 °C d'autre part (échantillon 88MB04, fig. 38b).

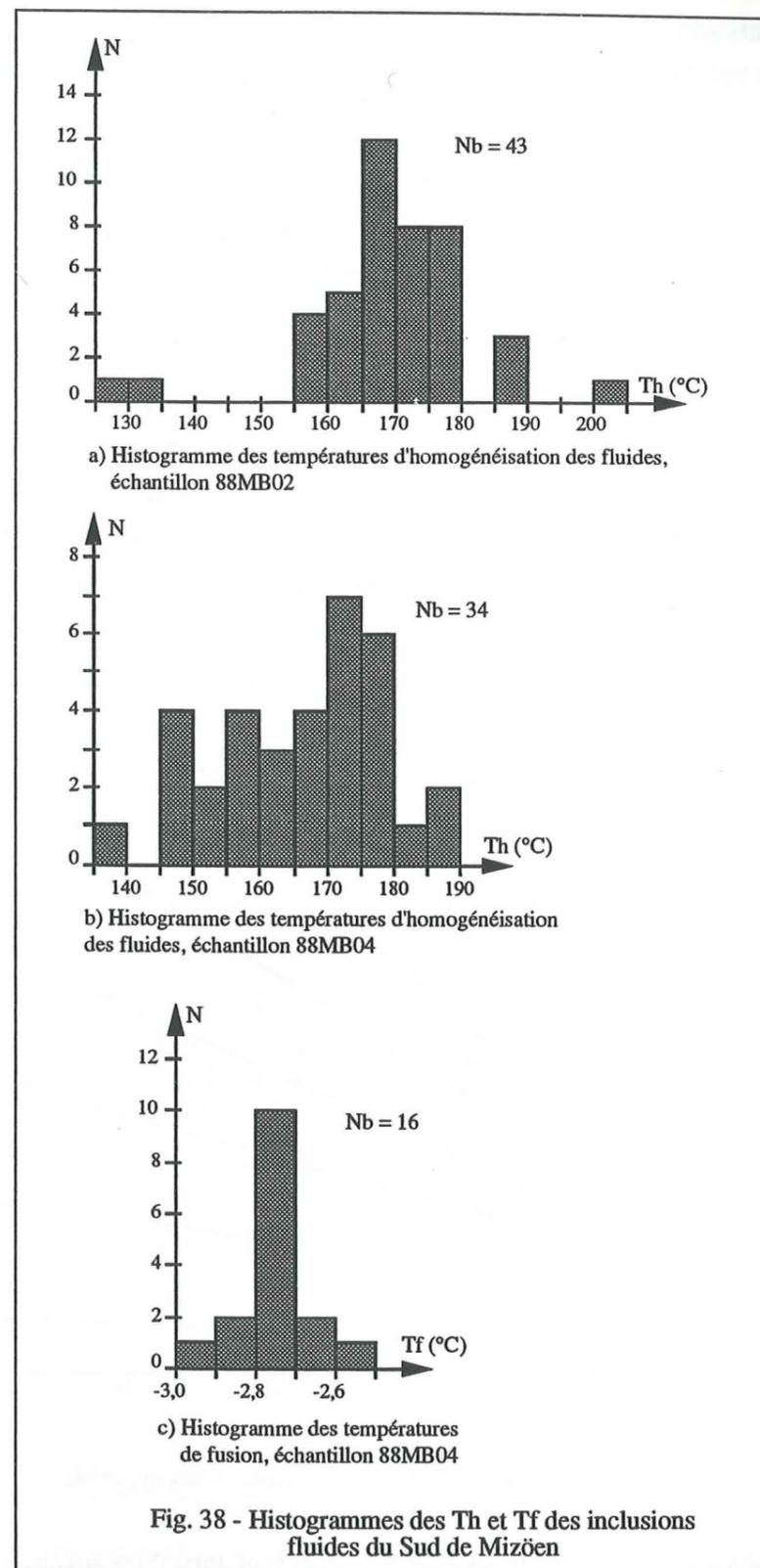


Fig. 38 - Histogrammes des Th et Tf des inclusions fluides du Sud de Mizöen

La fusion des derniers cristaux de glace s'effectue constamment entre $-3,0$ et $-2,5^{\circ}\text{C}$ (fig. 38c). Les teneurs sont modestes : entre 4,5 et 5% p.éq.NaCl. La densité des fluides (0,90 0,91) est plus basse par rapport aux valeurs de densité estimées pour les fluides dans les fentes tardives.

(ii) Les inclusions contenant des fluides riches en CO_2 (le deuxième type de fluides observés) montrent trois phases fluides marquées, à température ordinaire, par deux bulles concentriques et remplies par un mélange immiscible de CO_2 et H_2O . Ces trois phases fluides incluses sont (dans l'ordre depuis les parois de l'inclusion) les suivantes : H_2O liquide, CO_2 liquide et CO_2 gaz (en réalité, il s'agit du $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ gaz mais la pression partielle d' H_2O est si faible qu'elle peut être négligée). L'association CO_2 liq. + CO_2 gaz, n'existe qu'en - dessous de $31,3^{\circ}\text{C}$ (température critique du CO_2). Au chauffage la bulle centrale (phase CO_2 gaz) disparaît très tôt, souvent entre 20 et $31,3^{\circ}\text{C}$. Généralement, la température à laquelle disparaît (ou apparaît) cette deuxième phase du phase CO_2 est une fonction de la densité. Elle permet donc de la déterminer en se reportant, par exemple, au diagramme PVT du CO_2 (fig. 39) établi par Kennedy (1954).

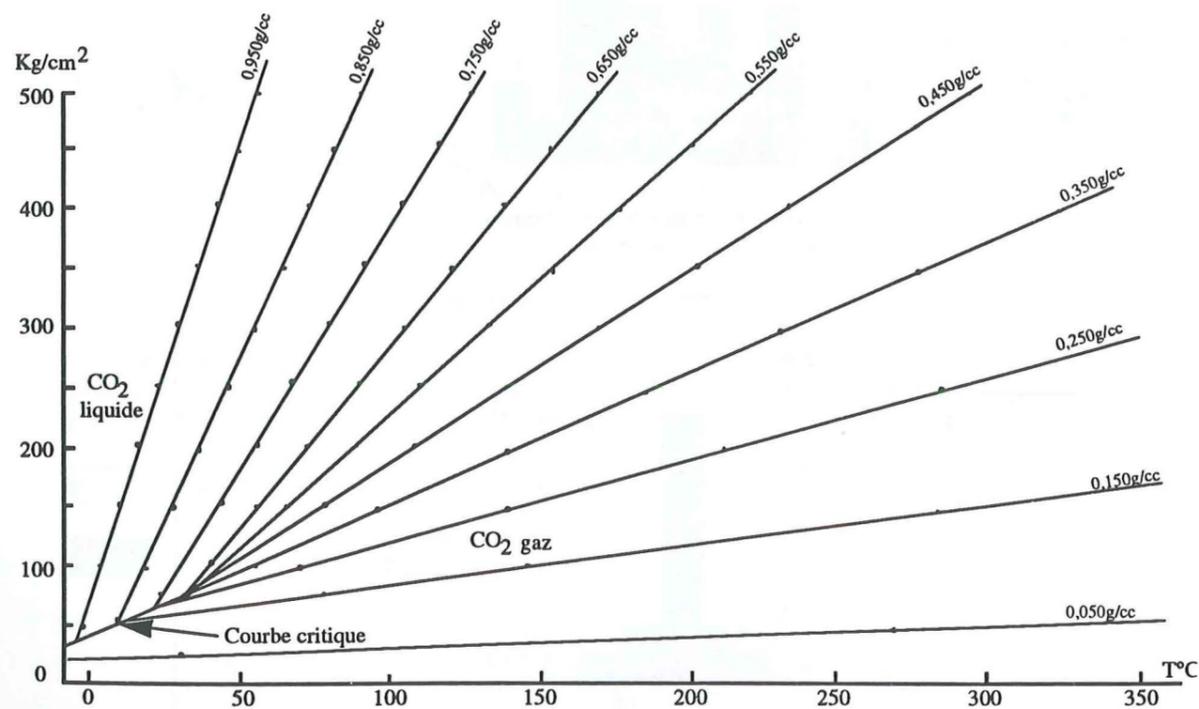


Fig. 39 - Diagramme P.V.T. du CO_2 (d'après Kennedy, 1954).

À température ordinaire, le CO_2 et H_2O ne sont miscibles qu'en faibles proportions (Wiebe et Gaddy, 1940). Par contre à haute température, ils le sont en toutes proportions (Takenouchi et Kennedy, 1964) (fig. 40). Cette faible ou forte miscibilité de CO_2 et H_2O , selon

que l'on soit ou non à température ordinaire (donc à de faibles températures), est dans le cas de l'étude des inclusions triphasées d'une grande importance. Elle permet en effet de comprendre que lorsqu'on chauffe une telle inclusion, il se produit deux homogénéisations successives. La première est l'homogénéisation des phases CO_2 liq. et CO_2 gaz (disparition du ménisque entre liquide et gaz, je le répète, à $t^{\circ}\text{C} \leq 31,3$). Elle peut se réaliser en phase liquide ou en phase gazeuse (je rappelle également que la température d'homogénéisation des phases CO_2 détermine la densité du CO_2 dans le fluide inclus). La seconde est l'homogénéisation des phases CO_2 et H_2O . Elle peut aussi se faire en phase liquide ou en phase vapeur. Comme pour une simple inclusion aqueuse (c'est - à - dire uniquement à deux phases fluides), la température à laquelle s'homogénéisent ces deux dernières phases (CO_2 et H_2O) permet d'approcher la densité du fluide de l'inclusion.

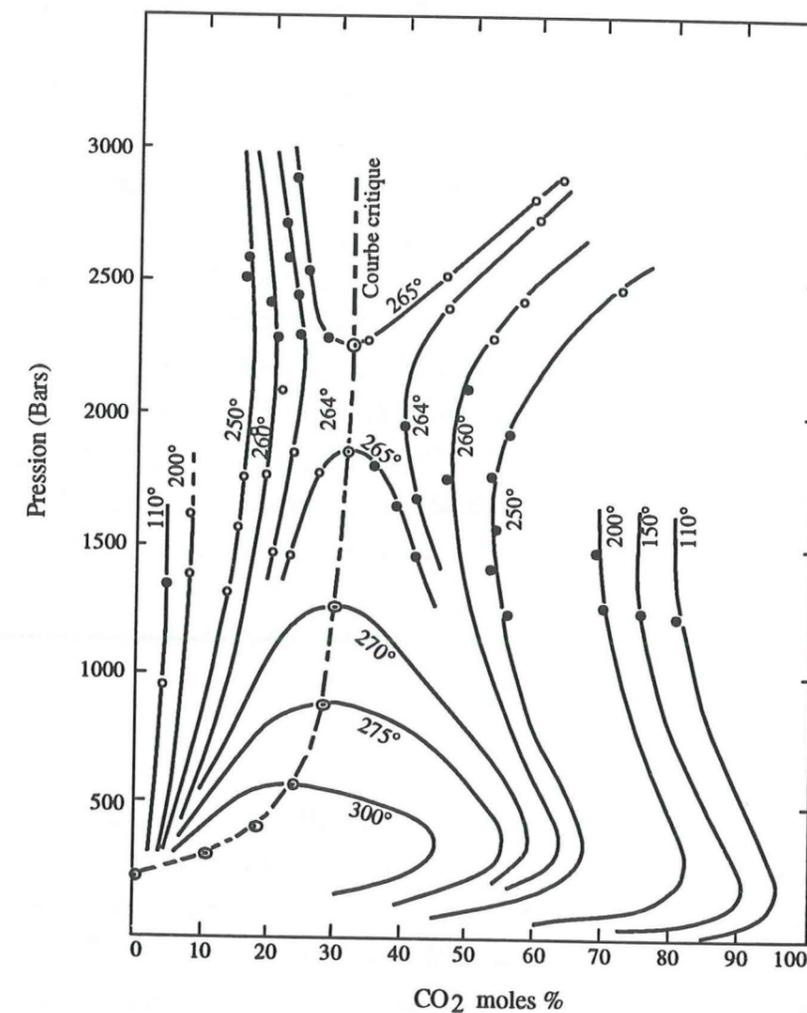


Fig. 40 - Diagramme Température - Pression - Composition du système $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, de 0 à 3000 bars (Takenouchi et Kennedy, 1964).

Les isothermes déterminent une surface qui sépare le domaine à deux phases (en dessous) du domaine à une phase (en dessus). Dans le domaine à une phase, le $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ sont miscibles en toutes proportions. Dans celui à deux phases (donc à "faible miscibilité"), les isothermes donnent les compositions du liquide et du gaz en équilibre pour une pression donnée.

La quantité de CO₂ liquide visible à température ordinaire dépend de la teneur du fluide en CO₂ et de la densité du CO₂. Sachant que, à cette température, le CO₂ est faiblement soluble dans l'eau (soit environ 2,3 moles %); le calcul de la teneur du fluide en CO₂ se fait donc en tenant compte à la fois du CO₂ dissous dans le fluide, de la densité de la phase CO₂, et du rapport volumique des deux phases CO₂ et H₂O (cf. détails dans Ypma, 1936; Touret, 1977).

Lorsqu'on refroidit suffisamment une inclusion fluide contenant du CO₂, il se forme en plus de la glace de l'hydrate de CO₂ ou clathrates : CO₂.53/4H₂O. Il s'agit des cristaux solides transparents généralement bien visibles au microscope et qui fondent au - dessus de 0°C (Roedder, 1963). En résumé, au cours du dégel de ces inclusions la fusion des solides formés s'effectue successivement en trois étapes. D'abord il se produit la fusion du CO₂ liquide congelé à - 56,6°C (température de fusion critique du CO₂ pur). Des températures de fusion largement inférieures à cette température peuvent indiquer la présence en quantité non négligeable des composants autres que le gaz carbonique, par exemple le CaCl₂ (Grant et al., 1990) ou le CH₄ (Swanenberg, 1979). En première approximation (ou en négligeant le partage CO₂ - H₂O dans la vapeur) cette température de fusion du CO₂ peut permettre d'estimer la composition de la phase vapeur dans l'inclusion. Le chauffage continuant, la fusion se poursuit par celle des cristaux de glace. Comme pour une inclusion riche en eau, elle s'effectue à des températures inférieures ou égales à 0°C. Puis, vient ensuite celle des clathrates ou de l'hydrate solide de CO₂ formés (maximum + 11°C pour l'hydrate de CO₂ pur). Aussi bien les températures de fusion des cristaux de glace que les températures de fusion de l'hydrate de CO₂ peuvent être utilisées pour estimer la composition des fluides inclus (Collins, 1979; Dubessy et al., 1992). Des précisions ou des plus amples renseignements sur l'étude des inclusions riches en CO₂ se trouvent dans Ypma, 1963; Gehrig, 1980; Kerrick et Jacobs, 1981, Bowers et Helgeson, 1983.

1 - Les températures des changements de phases observés dans les inclusions à CO₂

a) - Au chauffage

Parmi les échantillons étudiés (89MB19, 89MB20 pour Le Chambon, et 89MB17 pour l'W. La Grave), les températures d'homogénéisations des deux phases CO₂ (CO₂ liq et CO₂ gaz) en phase liquide sont comprises, aussi bien pour Le Chambon qu'à l'Ouest de La Grave, entre 28,5 et 31,0°C. Cela correspond à une densité du CO₂ variable entre 0,45 et 0,65. Le rapport des phases carbonique et aqueuse est pour la plupart homogène pour toutes les inclusions, et le plus souvent la phase riche en CO₂ est plus petite. Ceci peut conduire à des teneurs de 2 - 3 moles %, au moins, de CO₂ dans le fluide.

L'homogénéisation des phases CO₂ liq. et H₂O Liq., pour les inclusions qui n'ont pas décrépit, s'est effectuée également en phase liquide. Les températures d'homogénéisation sont, dans l'ensemble, assez élevées et étalées dans une gamme assez étendue : ~ 20°C.

Pour Le Chambon, ces températures d'homogénéisation sont principalement (distance interquartile) comprises entre 180 et 205°C (fig. 41a).

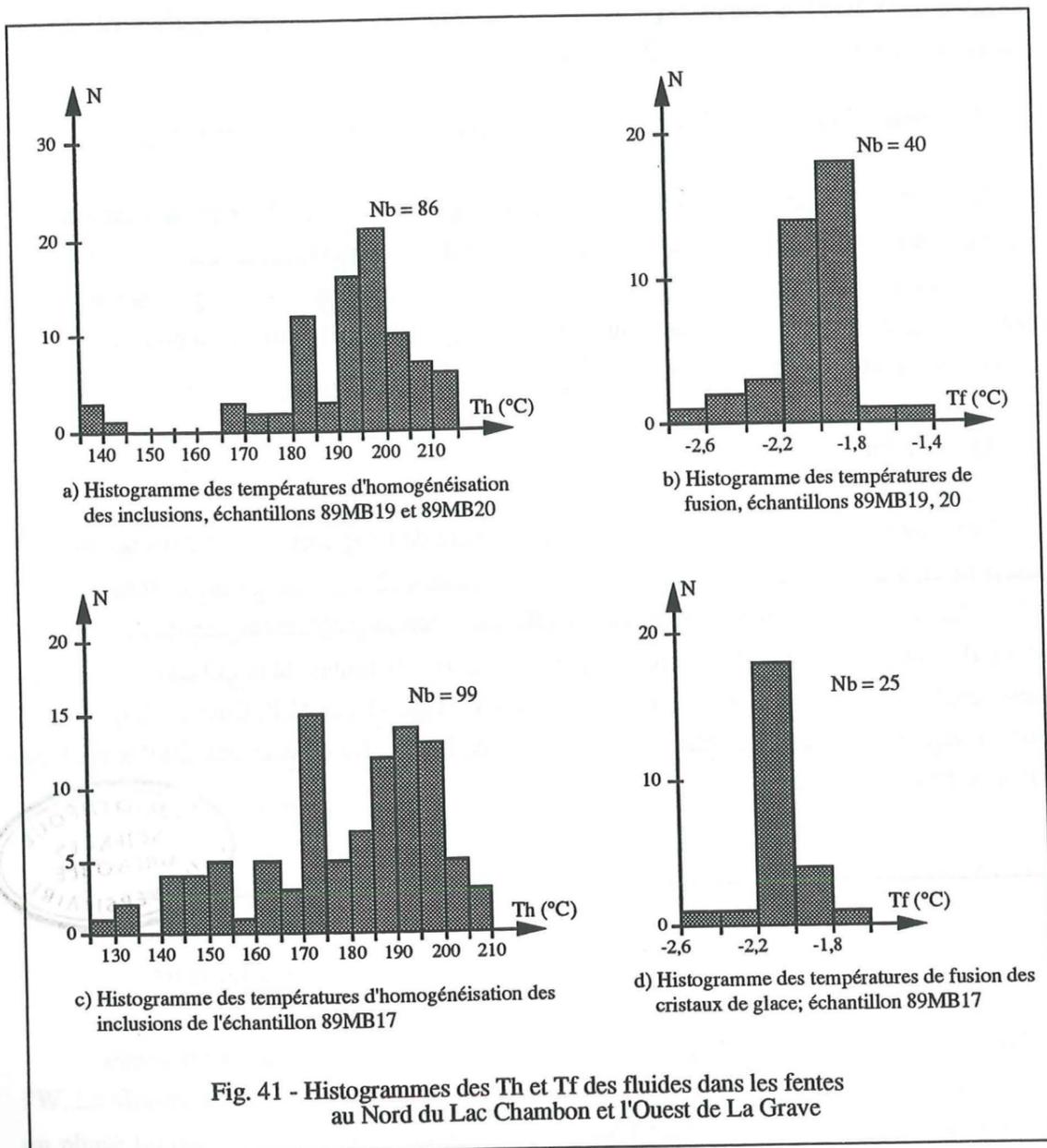
A l'Ouest de La Grave, elles s'étalent pour la plupart entre 170 et 200°C (fig. 41c).

D'une manière générale, la température d'homogénéisation des deux phases carbonique et aqueuse en phase liquide est, que ce soit au Lac Chambon ou à l'Ouest de La Grave, beaucoup plus haute que celles mesurées sur des inclusions des quartz dans les zones auparavant étudiées. D'après le diagramme P.T.X. de Takenouchi et Kennedy (1964) (fig. 40), cela pourrait être dû à la présence en quantité non négligeable du CO₂ dans le fluide.

b) - A la réfrigération

Les essais de cryométrie ont montré que l'hydrate de CO₂ formé fond dans un intervalle de températures très étroit (inférieur à 3°C) entre +10 et +12°C, avec un maximum autour de +10,5°C. La fusion des cristaux de glace est elle aussi remarquablement constante aussi bien pour les fluides des fissures du Chambon que pour ceux des fentes dans l'Ouest de La Grave. Elle est comprise dans les deux cas entre -2,2 et - 1,8°C (figs. 41b et 41d). Ceci correspond à une teneur en sels modérée et de l'ordre de 3,2 à 4 % p.éq.NaCl. La densité des fluides est basse, variable entre 0,89 et 0,90.





IV - INTERPRETATION DES RESULTATS

Au regard de tous les résultats, les températures d'homogénéisation paraissent assez dispersées dans un même échantillon, ce qui indique une variabilité assez élevée. Par contre, les courbes de répartition pour les échantillons d'un même site ou d'un site à l'autre sont, d'une manière générale, à peu près semblables.

Les températures de fusion sont, à l'inverse des températures d'homogénéisation, en général constantes. Cela indique une salinité constante d'un échantillon à l'autre, et suppose qu'il n'y a pas eu de mélange de fluides très différents dans ces fissures. Dans quelques échantillons plusieurs générations d'inclusions de salinités variées ont pu être observées dans un même échantillon ou dans les différents échantillons de la même région. Ceci est particulièrement vrai pour l'affleurement situé au dessus de La Grave, au Nord du village Les Hières. Les diagrammes $T_f = f(T_h)$ d'un même échantillon (fig. 42), ont fait apparaître des groupements de points qui peuvent justifier une interprétation en termes de générations différentes de fluides. Ceux-ci (fluides) peuvent être divisés en deux groupes au moins. Le premier présente (sur le diagramme des données cumulées, fig. 42d) un pic bien défini autour de $-2,5^{\circ}\text{C}$ (soit une salinité de 4 à 5% environ d'équivalent NaCl). Le deuxième groupe est moins bien défini (la dispersion des points est assez grande), mais peut rassembler tous les points situés entre -19 et -7°C (soit une teneur en sels de 10,5 à $\sim 21\%$ eq. NaCl).

Les températures d'homogénéisation (fig. 43) peuvent être en gros, aussi réparties en deux groupes mais ceci est moins net que pour le cas des T_f . Une chose est sûre, c'est que les températures d'homogénéisation les moins élevées correspondent à des fortes salinités et les plus élevées à des salinités faibles. Les fluides à plus faible teneur en sels dissous ne se rencontrent que dans les échantillons 89MB03 et 89MB04. Mais on trouve également dans ces mêmes échantillons quelques inclusions dont la teneur en sels dissous est forte ($\sim 10,5$ à 16% eq. NaCl par exemple). Par contre, dans l'échantillon 89MB07 d'une des fissures affectée par le chevauchement, les fluides à forte température d'homogénéisation et peu salés sont absents, il ne s'y rencontre que ceux de salinité élevée ($\sim 13,5\%$ p. eq. NaCl en moyenne) et à plus faible température d'homogénéisation (fig. 42c et 43c).

D'une manière générale, deux choses au moins sont à retenir au vu de ces résultats : la possibilité que les fluides dans un même échantillon peuvent être de composition différentes, et la présence, aussi dans un même échantillon, des plages d'inclusions fluides avec d'autres plages d'inclusions du même type (même nuage) mais avec des températures d'homogénéisation différentes. Ceci impliquerait soit un piégeage successif des fluides différents, soit une variation des fluides au cours du temps.

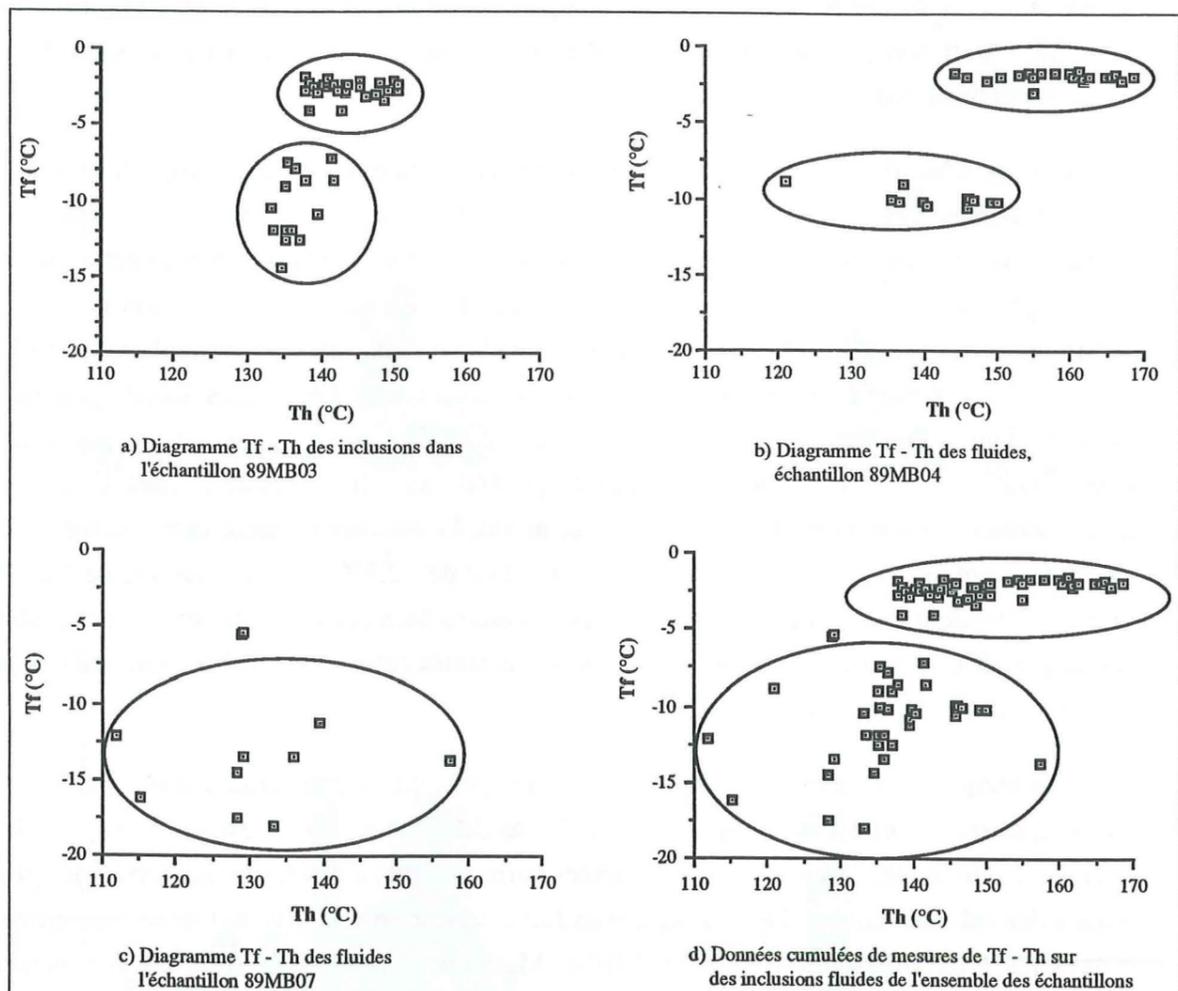


Fig. 42 - Représentation sur des diagrammes $T_f = f(Th)$, des mesures sur des inclusions fluides des fissures du sédimentaire du secteur Les Hières (N de La Grave) : mise en évidence d'au moins deux familles distinctes de fluides

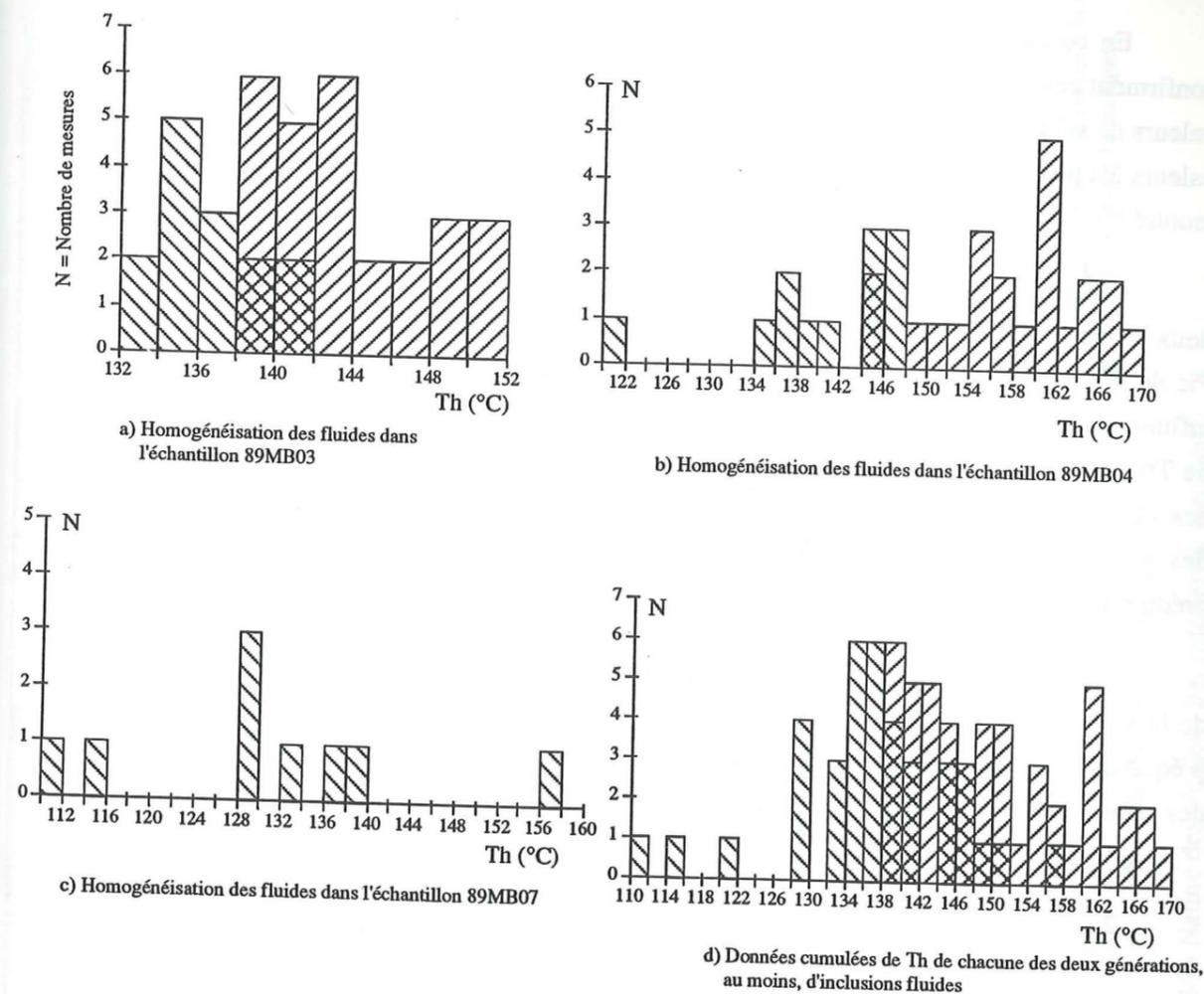


Fig. 43 - Histogrammes des températures d'homogénéisation (Th) de générations différentes de fluides définies d'après leur comportement sur les diagrammes $T_f - f(Th)$, de la figure (42).

▨ Th de la génération d'inclusions fluides les plus salées (Tf plus élevées)
 ▩ Th de la génération d'inclusions fluides les moins salées (Tf moins élevées)

1- Variation de la salinité des fluides

D'une manière générale, la variation de la salinité est moins nette dans un même affleurement : elle reste à peu près constante sur les échantillons d'une même région.

En ce qui concerne la répartition de la salinité dans l'espace, les résultats obtenus ici confirment ceux déjà publiés dans ce domaine (Gratier et al., 1973; Bernard, 1978), à savoir : les valeurs de salinités les plus faibles se trouvent dans les zones situées loin du socle, tandis que les valeurs les plus fortes sont dans les fissures situées près du socle ou exactement du Trias. Ceci a montré l'influence du Trias sur la salinité des solutions.

Cette observation témoigne du cas particulier de la région de La Grave. A cet endroit deux influences semblent régenter la salinité : la présence des chevauchements (comme celui du Pic du Mas de La Grave) ou celle du Trias. Mais il se trouve que, au Nord des Hières, les deux influences sont confondues car les chevauchements provoquent la remontée tectonique d'écaillés du Trias dans le Lias et le Dogger. Par conséquent, à cet endroit où dans les mêmes échantillons des valeurs relativement fortes ont été trouvées (~ 13,5% d'équivalent poids NaCl) à la fois avec des valeurs basses (environ 4% éq.p.NaCl), il devient impossible de distinguer la part prédominante de chacune de ces influences.

La plus faible valeur déduite de la position du pic majeur de Tf, estimation (cette étude) de la valeur moyenne de salinité, a été obtenue sous le flysch des Aiguilles d'Arves : ~ 2,5% p.éq. NaCl; la plus élevée a été estimée (outre l'irrégularité observée à La Grave) à 5 % du côté des sites placés ± près du socle (fig. 44).

2 - Teneur en CO₂ des fluides

Le CO₂ ne se rencontre en quantité suffisante que dans les seuls échantillons prélevés entre Le Chambon et l'Ouest de La Grave où sa teneur est supérieure ou égale à 2 moles %. Il a été indirectement identifié par la formation (au refroidissement) de l'hydrate de CO₂ (ou des clathrates) dans les échantillons situés immédiatement en dessous du flysch des Aiguilles d'Arves, échantillons dans lesquels sa teneur ne devrait pas dépasser 2 moles %. Il est possible que son origine soit rattachée au métamorphisme des séries carbonatées triasiques.

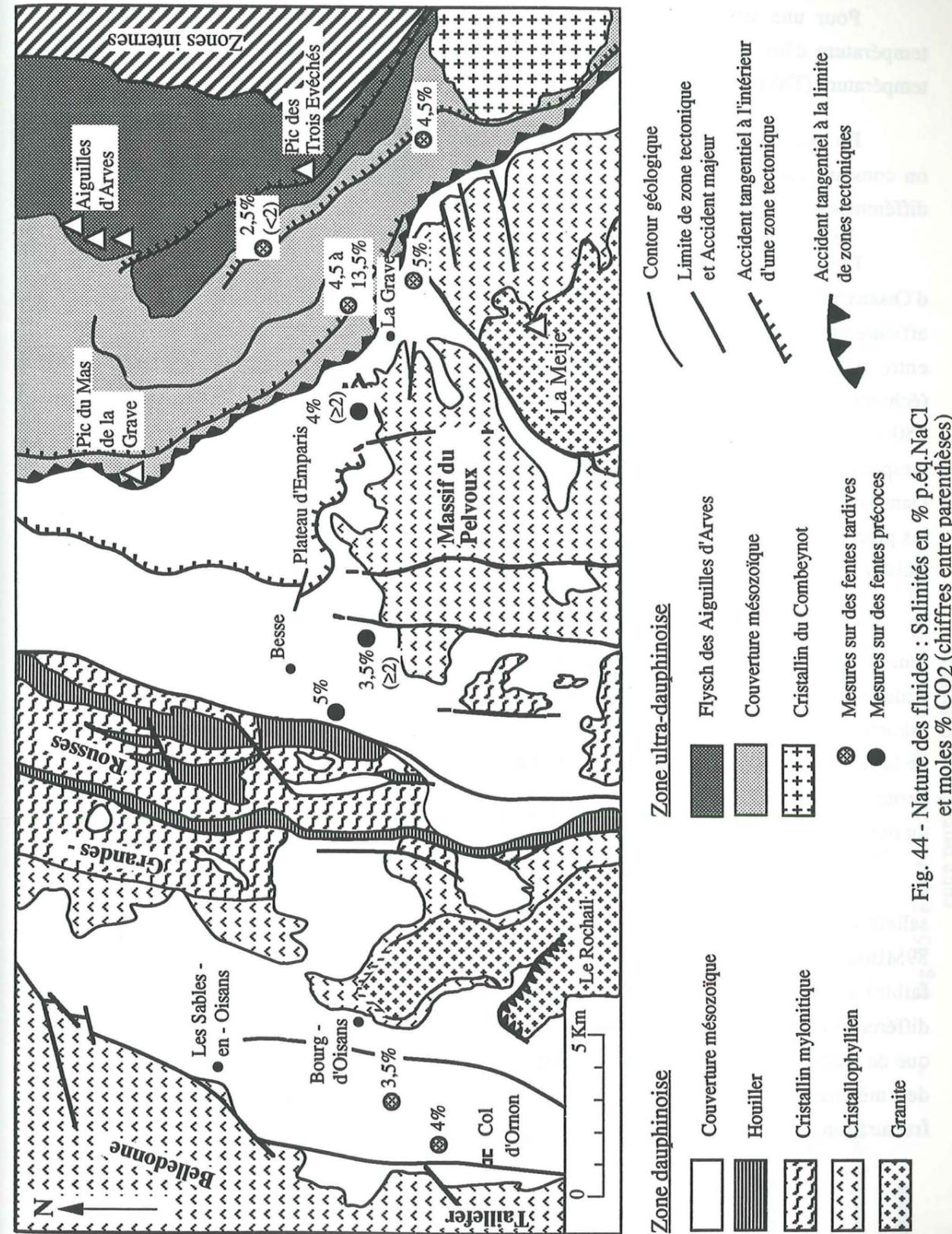


Fig. 44 - Nature des fluides : Salinités en % p.éq. NaCl et moles % CO₂ (chiffres entre parenthèses)

3 - Variation de la densité des fluides

Pour une solution de composition donnée, la densité du fluide est déduite de la température d'homogénéisation des phases fluides incluses. De ce fait, la variation de cette température (Th) permet d'étudier celle de la densité du fluide homogène.

En examinant les histogrammes de Th correspondant aux différents échantillons étudiés, on constate que l'étalement de chaque histogramme est grand; ce qui suppose des densités différentes ou variées dans un même échantillon.

Dans une même région, cet étalement peut varier d'un échantillon à un autre. A Bourg - d'Oisans par exemple (sur la route de La Paute au Col d'Ornon), on observe pour les deux affleurements, deux intervalles de valeurs de densité. Le premier donne une densité comprise entre 0,93 et 0,95 pour des températures Th situées principalement entre 136 et 142°C (échantillon 89MB28). Le deuxième situe la densité entre 0,92 - 0,93 pour des Th allant de 138 à 150°C (échantillon 89MB30). Sur cet exemple, on constate qu'un léger accroissement de température d'homogénéisation s'accompagne d'une légère baisse de densité du fluide piégé. Dans la région Mizoën - Le Chambon - W. La Grave, les valeurs de densité sont plus faibles que les précédentes, mais il a été obtenu dans cette région, les plus fortes valeurs de Th des phases fluides.

D'une manière générale, dans les divers échantillons étudiés, il peut y être obtenu plusieurs valeurs de densité. Mais en ne considérant que, par exemple, les valeurs de densité déduite du Th maximum (position du pic majeur), il apparaît que les différences entre elles sont minimales (valeurs de densité assez proches ou voisines entre ces différents secteurs à l'exception de la région Mizoën - Le Chambon - W. La Grave où la densité est plus faible), (fig.45). Ceci permet de supposer une certaine stabilité relative des conditions thermodynamiques au moment du piégeage des fluides dans les différentes fissures étudiées.

Il importe de signaler aussi que dans un même échantillon, il existe des inclusions à salinités variées (échantillons du site Les Hières au Nord de La Grave : 89MB03, 89MB04 et 89MB07). Pour chacun de ces échantillons, les inclusions (selon qu'elles sont de salinité forte ou faible) ont des températures d'homogénéisation différentes (donc de densités, elles aussi différentes), et sont présentes ensemble au sein d'une même plage ou nuage d'inclusions. Le fait que de telles inclusions soient présentes dans un même échantillon, correspond probablement à des mélanges de fluides différents, liés vraisemblablement à des épisodes successifs de fracturation.

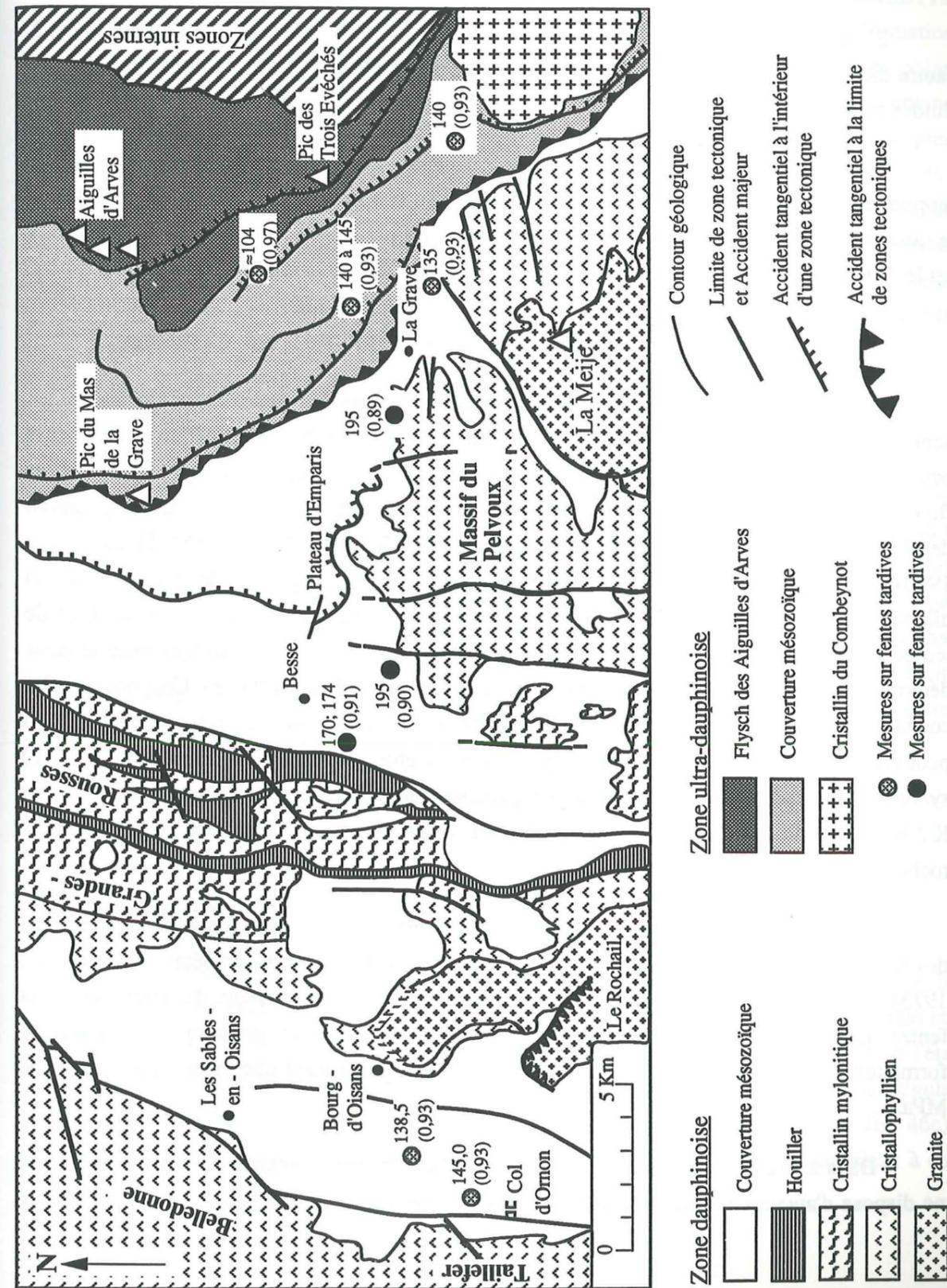


Fig. 45 - Répartition des Th et densités (chiffres entre parenthèses) obtenues

Dans ces conditions, on peut faire les remarques suivantes :

1 - En règle générale, les Th et par conséquent les densités des fluides sont voisines, ce qui indique des conditions thermodynamiques et / ou géochimiques voisines, et, à l'échelle régionale, une assez grande homogénéité des fluides et de leur conditions de piégeage.

2 - cependant, des variations significatives peuvent s'observer soit d'un affleurement à l'autre dans la même zone, soit dans le même échantillon, cela indiquant une évolution de ces fluides au cours du temps.

La question se pose alors de la représentativité du fluide piégé dans les inclusions par rapport au fluide accompagnant le métamorphisme régional. Ceci est d'autant plus important que le modèle sur lequel ce travail est fondé pose en principe que l'argon analysé dans les inclusions est le même ou a une composition voisine de celle de l'argon dissout dans ce fluide.

4 - Interprétation des résultats en termes de conditions P, T de piégeage des fluides.

Les températures d'homogénéisation rapportées au cours de l'étude des inclusions fluides sont souvent des valeurs de température minimum de formation de ces inclusions. Ces valeurs peuvent correspondre à de valeurs de température réelle de piégeage (T_p) seulement si les fluides piégés lors de la croissance du minéral étaient réellement en ébullition (cf. interprétation des données dans Potter, 1977; Roedder et Bodnar, 1980; Roedder, 1962 et 1984; Heulen et al., 1990). En général, la température d'homogénéisation (T_h) ne permet de définir, dans un diagramme PVT, que le point de départ de l'isochore; et des corrections de pression et de température devront être apportées aux températures et pressions d'homogénéisation pour déterminer les conditions effectives lors de la formation des inclusions fluides. Ceci nécessite de connaître l'une des valeurs du couple P - T pour pouvoir alors remonter à l'autre valeur. Celle-ci peut être, soit la pression déduite de la profondeur d'enfouissement, soit la relation $T = f(P)$ synonyme du gradient géothermique de la région, soit un thermomètre indépendant tel le rapport K / Na du fluide en équilibre avec le couple feldspath potassique - feldspath sodique dans la roche (Poty et al., 1973).

Cette pression ou ce gradient n'est malheureusement pas très bien connu pour cette partie des Alpes occidentales françaises. On dispose cependant d'une valeur de température (Poty et al., 1973) obtenue par mesure du rapport K / Na dans les fluides des cristaux de remplissage des fentes situées dans le socle. Les auteurs (Poty et al., 1973) donnent une température réelle de formation de ces cristaux aux environs de 360 - 375°C, impliquant une pression de 235 - 250 MPa.

Dans le sédimentaire, dans lequel ont été échantillonnées toutes les fissures étudiées, on ne dispose d'aucune donnée "précise" de ce type. Une valeur indépendante de la température

maximale atteinte peut être cependant estimée au moyen des mesures paléomagnétiques effectuées dans la zone dauphinoise interne (Lamarche et al., 1988). En effet, ces mesures effectuées pour obtenir des rotations ou pour mesurer des basculements autour des axes (Lamarche et al., 1988; Ménard et Rochette, 1992), donnent aussi des informations sur l'histoire thermique d'une région (Rochette et al., 1992). Les travaux de Rochette et Lamarche (1986) montrent que les faciès de la couverture dauphinoise interne ont été réaimantés par formation de pyrrhotite à partir de magnétite. Le fait que cette réaimantation se fasse selon des polarités alternativement normale et inverse selon l'altitude, implique une réaimantation thermorémanente acquise lors du refroidissement. Ce résultat, qu'aucune autre donnée ne vient jusqu'à présent infirmer, permet de suggérer que la température effectivement atteinte par ces faciès est supérieure à 335°C (température de blocage de la pyrrhotite, Rochette et al., 1990) tout en restant inférieure à 400°C, température à laquelle la pyrite se serait transformée en pyrrhotite (cas qui se produit en Suisse centrale; Rochette, 1987). La température atteinte dans le domaine dauphinois lors de la déformation synchisteuse principale peut donc être située entre 340 et 390°C.

a) - Conditions P, T de piégeage des fluides dans les quartz des fissures tectoniques précoces

Les fissures précoces dont le développement paraît contemporain à celui de la schistosité principale, on peut considérer, selon les arguments qui viennent d'être évoqués plus haut, que leur température de formation est égale ou comparable à 340 - 390°C. Une fois la température définie, la pression de formation correspondante peut être estimée, dans un plan P - T, à partir des isochores construits et définis en fonction des températures d'homogénéisation des phases fluides des inclusions. Les valeurs de pression de formation ci-dessous ont été ainsi obtenues pour des températures de formation de 340 à 390°C, et concernent les échantillons des secteurs Sud Mizoën, Le Chambon, et l'Ouest de La Grave :

- Pour les échantillons du Nord Chambon : 190 à ~ 220 MPa (fig. 46a).

- Pour l'Ouest de La Grave : 200 à ~ 230 MPa (fig. 46b).

- Pour le Sud Mizoën : 210 à 250 MPa (fig. 46c).

Ces valeurs sont d'une manière générale en bon accord avec les valeurs citées plus haut obtenues par Poty et al. (1973) et avec celles (~ 200 MPa) récemment trouvées par Bernard et al. (1977), Bernard (1978). En assimilant la pression fluide (pression évaluée au moyen de l'étude des inclusions fluides) à la pression lithostatique, on déduit un gradient géothermique "régulier" de la région au moment de la formation des fentes compris entre 40°C / Km (cf. fig. 46c) et environ 45°C / Km (cf. fig. 46a et 46b). Ce gradient est à la fois élevé et supérieur à celui

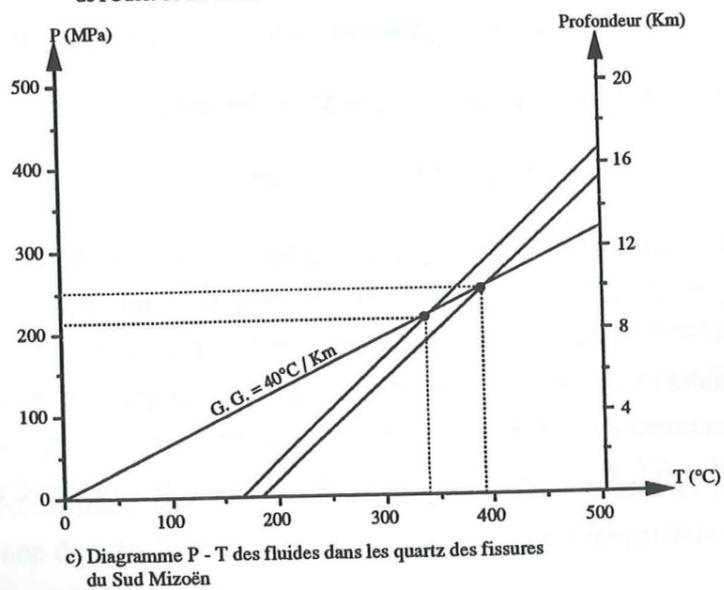
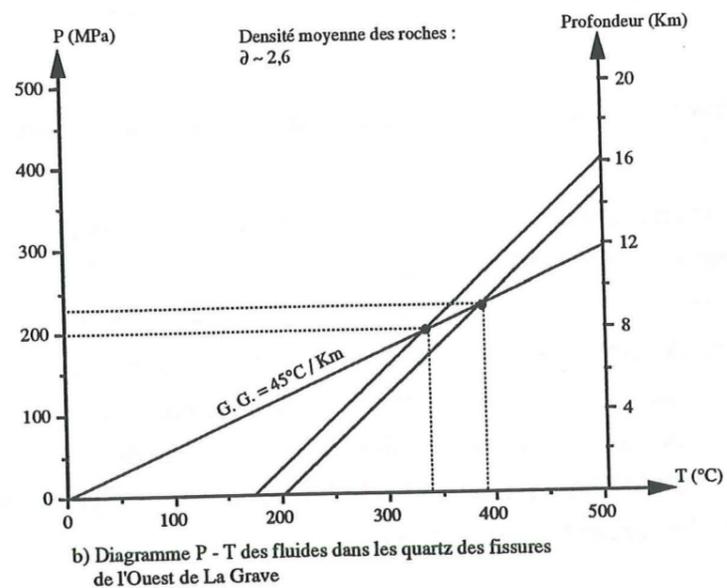
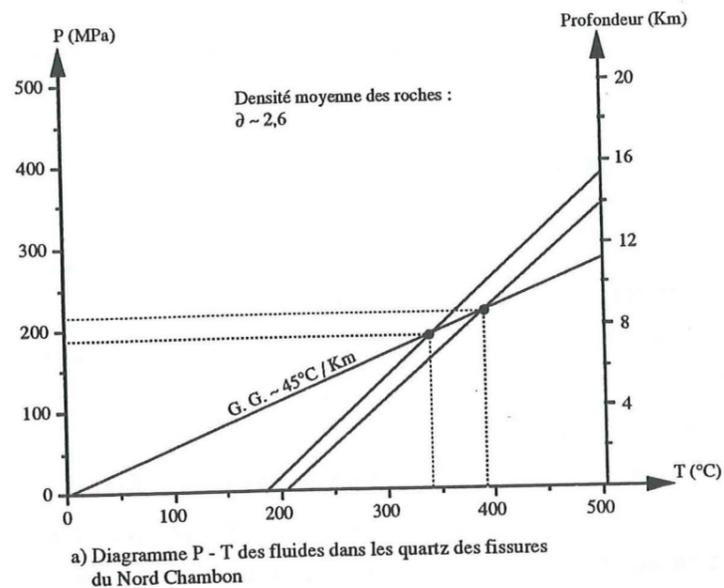


Fig. 46 - Diagramme P - T des fluides dans les fentes précoces

observé actuellement, qui est environ de 27 à 30°C / Km, dans les Alpes occidentales. Ceci indiquerait que la formation de ces inclusions s'est faite, si la pression fluide est égale à la pression lithostatique, sous de fortes surcharges d'au moins 8 Km, ce qui n'est pas impossible mais paraît peu compatible au vue des données actuelles de la géologie (épaisseur de la couverture sédimentaire, plissements, charriages).

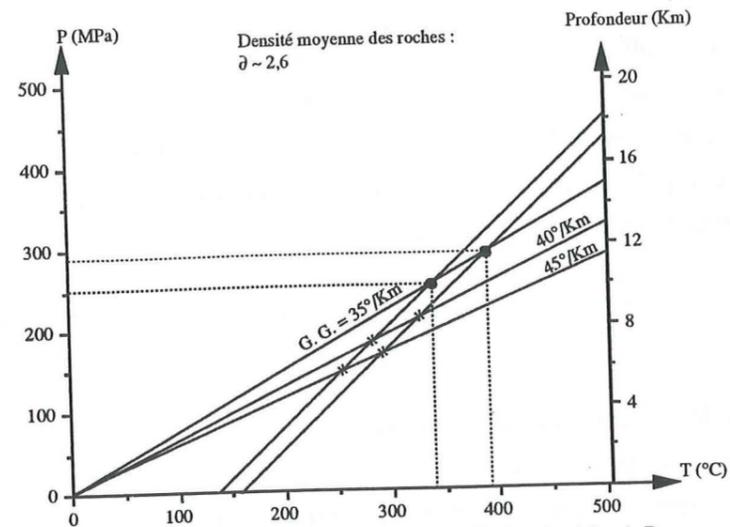
b) - Conditions P, T de piégeage des fluides dans les quartz des fissures tectoniques tardives

Pour le cas des fissures tardives, l'estimation du couple P - T est beaucoup plus délicate, car il manque là encore, plus que dans le cas des fentes précédemment étudiées, de données précises permettant de caler la température ou la pression de formation. Les inclusions fluides dans ces fentes s'homogénéisent à des températures en général plus basses que celles des fluides dans les fentes précoces. Ceci devrait permettre d'écarter d'emblée la possibilité selon laquelle ces fissures (tardives) auraient pu se former à une température supérieure à celle des fissures précoces. Cette observation permet d'envisager donc deux hypothèses fondées sur des conditions extrêmes :

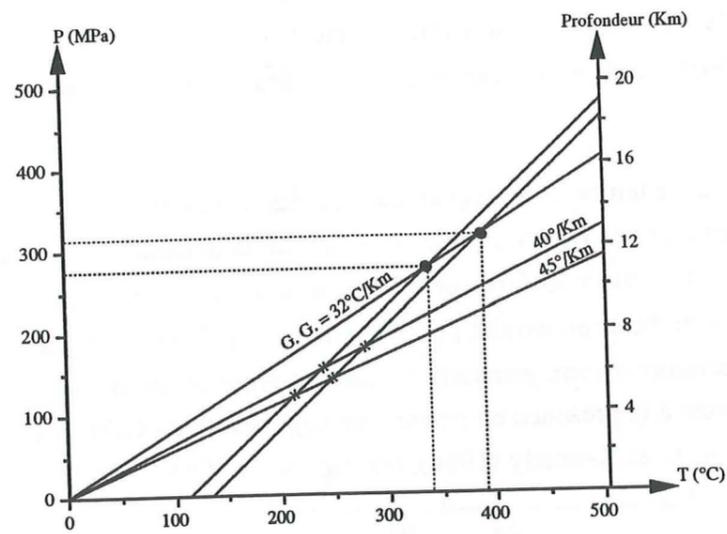
- Soit une même température régnait dans la région au moment de la formation aussi bien des fentes précoces que des fentes tardives (ceci est certainement très simpliste, mais faute de données précises, on peut considérer cela comme une limite supérieure et ceci permettrait d'estimer le maximum d'enfouissement possible atteint dans la région). Dans cette hypothèse, la différence de température d'homogénéisation observée entre ces deux catégories de fentes serait, dans ce cas, rapportée à la présence en teneur non négligeable du CO₂ dans les fentes précoces. Car d'après Takenouchi et Kennedy (1964), (cf. fig. 40), le CO₂ et H₂O ne sont miscibles qu'à haute température.

- Soit on retient que, comme le montrent les Th (températures d'homogénéisation) plus basses dans ces filons de quartz, leur formation (fentes tardives) s'est faite à une température inférieure à la température maximale atteinte dans la région lors de la déformation syntectonique (c'est-à-dire inférieure à 340 - 390°C). Ces Th ne peuvent être expliquées qu'en faisant appel à un refroidissement général de la série sédimentaire, lui même dû à une couverture amoindrie (c'est-à-dire réduction de son épaisseur). Pour cela, il faut admettre des gradients relativement plus élevés que ceux actuellement disponibles dans la région. Je retiendrai ici le gradient préalablement défini, et qui est compris entre 40 et 45°C / Km.

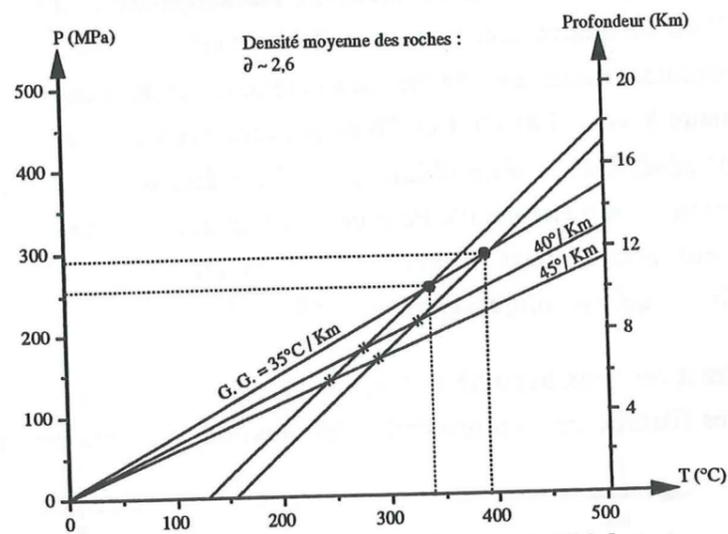
En considérant ces deux hypothèses comme les deux conditions limites pour le piégeage des fluides dans ces fissures, cela correspond à des pressions ou à des pression - températures suivantes :



a) Diagrammes P, T des fluides des fissures du sédimentaire dans la région de Bourg - Oisans. Deux isochores correspondant à T°C des positions des pics majeurs, différents gradients estimés sont figurés. La salinité de la solution est assimilée à 5% p.éq. NaCl.



b) Diagrammes P, T des fluides des fissures du sédimentaire dans le secteur de Valfroide



c) Diagrammes P, T des fluides des fissures du sédimentaire de l'W de Lautaret

Fig. 47 - Diagramme P - T des fluides dans les fentes tardives

- Pour la première hypothèse, c'est-à-dire à T_p de 340 - 390°C, la pression correspondante estimée est d'une manière générale comprise entre 250 et ~ 300 MPa (fig. 47). Dans le cas où la pression est égale à la pression lithostatique, ceci correspond à un gradient géothermique de 32 à 35°C / Km.

- Pour la seconde hypothèse, avec un gradient de l'ordre de 40 à 45°C / Km, la température de formation se situe entre 250 et 335°C pour une pression fluide (P_f) équivalente de 140 à 200 MPa dans le bassin de Bourg - d'Oisans et à l'Ouest du Lautaret (fig. 47a et 47c); et entre 220 à 280°C pour P_f de ~ 110 à 170 MPa (fig. 47b) à Valfroide, en dessous du flysch des Aiguilles d'Arves.

Le gradient déduit selon la première hypothèse paraît plus réaliste, car proche de celui mesuré actuellement (27 à 30°C / Km). Ce chiffre impliquerait un recouvrement maximal supérieur à 8 Km. De tels enfouissements ne sont pas impossibles dans la nature et dans ce contexte structural. Cependant, dans le cas considéré de la région Bourg - d'Oisans - Lautaret, ceci (charges de plus de 8 Km) serait géologiquement peu plausible (Barbier, 1948; Bornuat, 1962). En fait, la série stratigraphique déformée actuellement visible ne comporte pas, par exemple dans le bassin de Bourg - d'Oisans, plus de 2 Km d'épaisseur. Il se poserait donc le problème de plus de 7 Km de sédiments aujourd'hui disparus. Ceci d'autant que certains auteurs précités considèrent que même en supposant une avancée sérieuse de nappes des zones internes au - dessus de la région étudiée, il est improbable qu'on arrive à de telles épaisseurs.

Si on envisage maintenant que les fentes étudiées ont été formées sous une probable série épaisse disparue, et avec un apport de chaleur assez faible (ce qui minimise ainsi les pressions fluides), cela impliquerait des gradients géothermiques élevés pour la région comme celui (de 40 à 45°C / Km) qui est obtenu à partir des diagrammes de la figure 46. Cependant, pour un contexte structural comme celui des Alpes occidentales (contexte compressif), de tels gradients sont certainement irréalistes.

Une autre explication est de considérer les pressions fluides, lors de la formation des fissures, comme localement supérieures à la charge lithostatique. A l'appui de cette hypothèse, on relève un peu partout dans la région étudiée des fentes formées par injection de fluides sous pression, et parallèles à la schistosité (Bernard, 1978; Jenatton, 1981). Mais, d'après les travaux récents (par exemple, ceux de Gratier, 1984), il semble que l'éventuelle surpression des fluides à l'instant de la fracturation n'ait pu être que relativement faible.

Une dernière explication de ces résultats consiste à émettre l'hypothèse que la couverture de la zone dauphinoise interne a été anormalement chaude au cours de la déformation. En effet, en considérant un gradient géothermique moyen de la région proche de 30°C / Km, il apparaît un excès local de chaleur. Cet excès est beaucoup plus important dans les fentes précoces (>100°C,

fig. 48), que dans les fentes tardives (environ 50°C, fig. 49). Ceci impliquant que la pression des fluides, au cours de la déformation, est restée relativement stable et "importante". Cette différence entre fentes précoces et fentes tardives marque peut être l'enregistrement d'un stade témoignant le retour plus ou moins rapide à la normale après la déformation principale (S₁). Si l'on adopte l'hypothèse de fluides anormalement chauds au cours de la déformation "synchisteuse", il faut peut être alors envisager l'idée d'un drainage de fluides venant des zones plus internes et plus profonds à la faveur des cisaillements crustaux (fig. 50).

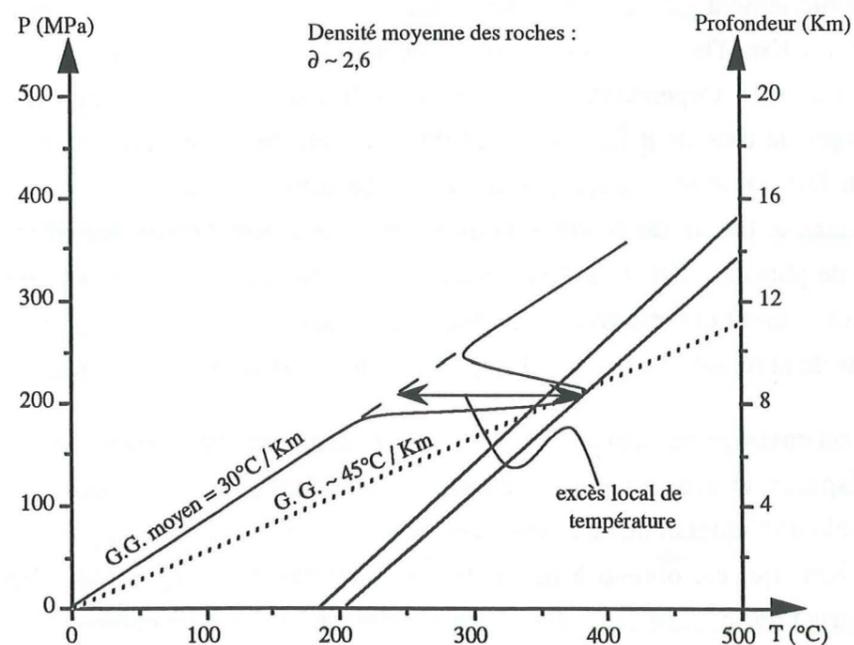


Fig. 48 - Diagramme P,T des fluides dans les fentes précoces du Nord Chambon. Deux isochores correspondant à T = 170 et 210°C, un gradient régulier d'environ 45°C / Km (en pointillés) et l'évolution possible du gradient au moment du piégeage des fluides sont représentés. La salinité de la solution aqueuse piégée est assimilée à ~ 5% p. éq. NaCl.

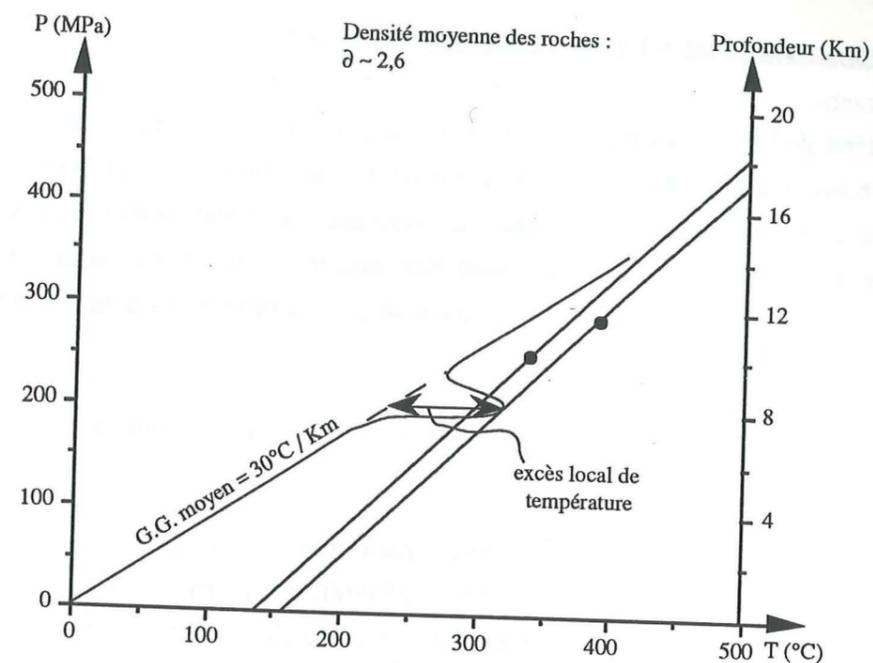


Fig. 49 - Diagramme P, T des fluides des fissures du sédimentaire dans la région de Bourg-d'Oisans. Deux isochores correspondant à Th des positions des pics majeurs et l'évolution probable du gradient normal lors du piégeage des fluides sont figurés. La salinité de la solution est assimilée à 5% p. éq. NaCl. Ronds noirs : Conditions de pression fluide de formation à partir de T située entre 340 - 390°C.

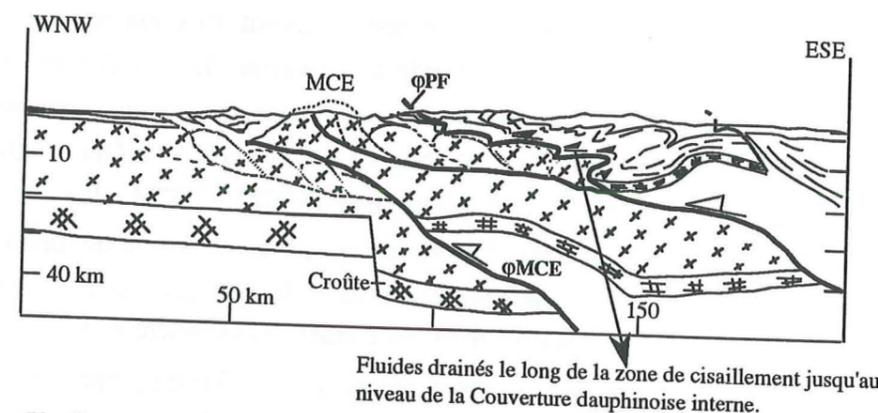


Fig. 50 - Coupe structurale des Alpes occidentales montrant les zones possibles de transfert des fluides profonds vers la zone dauphinoise.

φPF = Chevauchement Pennique frontal

φMCE = Chevauchement des Massifs cristallins externes.

V - CONCLUSION A L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

L'intérêt de l'étude des inclusions fluides dans ce travail a été de caractériser les milieux fluides de croissance, c'est à dire essayer d'obtenir des renseignements sur la composition de la phase fluide et les conditions de pression - température qui régnaient dans l'environnement au moment de la formation ou de la croissance des cristaux. A ce sujet, les principaux enseignements que l'on peut tirer et qui corroborent pour la plupart les données antérieures sont les suivants :

- Croissance des quartz dans des solutions aqueuses peu salées (probablement de sels alcalins NaCl).

- La salinité de ces solutions est presque partout assez homogène, à l'exception des seuls échantillons du Nord de La Grave où, deux générations au moins d'inclusions fluides de composition différente, ont été identifiées dans les échantillons d'un même site. Elles peuvent être, à première vue, considérées comme des témoins d'un possible mélange de différents fluides liés à des épisodes successifs de fracturation ou de recristallisation.

- Ces solutions sont pour la plupart pauvres en CO₂. Seuls quelques échantillons de la région de La Grave ont montré des quantités significatives de CO₂. Ces échantillons sont particulièrement ceux situés près du contact socle - couverture ou des accidents tectoniques.

- Les températures d'homogénéisation sont souvent très étalées dans un même échantillon, ce qui suppose une densité de fluide assez variée. Lorsqu'elle est déduite de la température du pic majeur de l'histogramme des Th, cette densité demeure quasiment constante d'un site à l'autre, sauf dans la région Sud Mizöen - Le Chambon - La Grave (Ouest) où les densités sont plus basses. Ceci a permis de supposer une certaine stabilité relative des conditions P - T au cours du piégeage des fluides. Les fortes températures d'homogénéisation (i.e. les densités moins élevées) trouvées au Chambon et à l'Ouest de La Grave, sont peut être dûes à la présence du CO₂ en quantité significative dans les fluides (Takenouchi et Kennedy, 1964). La tendance générale observée est un abaissement de densité des fluides piégés près du socle par rapport à celle des fluides piégés dans le sédimentaire loin du socle. Cette observation avait été aussi faite par Bernard (1978).

- Les valeurs de pression estimées au cours de la présente étude sont élevées, ce qui impliquerait (pour les expliquer) soit la formation de ces fissures sous une épaisse couverture, soit que ces fortes pressions sont à rapporter à de phénomènes de surpression fluide locale (se reporter aux travaux de Barbier, 1948; Bornuat, 1962; Poty, 1969; Bernard, 1978; Gratier, 1984). Dans l'état actuel des connaissances géologiques, il apparaît très difficile de proposer une réponse exacte à la question.

Les fluides dans ces fissures s'homogénéisent dans une large gamme de températures également ± élevées en général au dessus de 140°C, et quelques unes au-dessus de 200°C. Certaines de ces valeurs de Th (températures d'homogénéisations les plus élevées) sont probablement dûes à la présence du CO₂, dans le fluide piégé, en quantité suffisante (par exemple, dans les fissures précoces entre Le Chambon et l'Ouest de La Grave). D'une manière générale, la moyenne de Th de l'ensemble des inclusions fluides étudiées est proche de 200°C. Ceci permet de considérer l'intervalle ~ 150 à 200°C comme représentatif, et correspond ainsi à la gamme probable des valeurs minimum de températures de conditions (Tp) de piégeage des fluides dans la région étudiée. Les inclusions fluides se seraient donc formées dans des conditions de T - P plus élevées. Les mesures paléomagnétiques effectuées dans la région ont proposé une température maximale de formation entre 340 et 390°C (conditions post - déformation synchisteuse principale). En considérant conjointement les données de l'étude des inclusions fluides et de celles de l'étude paléomagnétique obtenues dans la même région (entre Bourg - d'Oisans à l'Ouest et l'unité des Aiguilles d'Arves à l'Est), il semblerait que la formation des fissures étudiées se soit faite sous une couverture relativement épaisse et anormalement chaude.

CHAPITRE V

L'ARGON RADIOGENIQUE DANS LES REMPLISSAGES QUARTZEUX DES FISSURES ALPINES:IMPLICATIONS POUR LA METHODE DE DATATION K-Ar

I - DOSAGE DU POTASSIUM ET DE L'ARGON

II - LES DIAGRAMMES ISOTOPIQUES : Mise en évidence de l'argon
excédentaire

III - L'ARGON DANS LES MILIEUX FLUIDES DE CRISTALLISATION :
Application à la datation K - Ar des phyllosilicates des séries externes alpines

IV - CORRECTION DES AGES K - Ar SUR LES PHYLLOSILICATES

V - DISCUSSION

VI - CONCLUSION

L'ARGON RADIOGENIQUE DANS LES REMPLISSAGES QUARTZEUX DES FISSURES ALPINES: IMPLICATIONS POUR LA METHODE DE DATATION K-Ar

Un résumé de l'interprétation des données, et leur modèle d'acquisition ayant été présenté dans la partie méthodologique, il ne sera présenté ici que les résultats obtenus au cours de ce présent travail.

I / DOSAGE DU POTASSIUM ET DE L'ARGON

Le potassium et l'argon ont été dosés selon les techniques décrites dans la seconde partie de ce mémoire réservée exclusivement à la méthodologie. L'élément potassium (ici exprimé en K_2O) a été dosé en solution par analyse à l'ICP, tandis que l'analyse de l'argon radiogénique (exprimé en nl/g d'échantillon) s'est faite au spectromètre de masse. Les mesures de blanc (dosage de l'argon 40 résiduel de la ligne) effectuées à différentes époques (M. G. Bonhomme, comm. écrite, 1992) ont fourni une valeur de correction de $5 \text{ à } 8 \cdot 10^{-8} \text{ nl / échantillon}$.

1 - Résultats et discussion

Toutes les données obtenues pour des mesures effectuées sur l'ensemble des quartz des fissures alpines sont présentées dans le tableau 3. Ces mesures ont toutes été faites sur des fractions granulométriques $315 - 400 \mu\text{m}$.

a - Teneurs en potassium, en argon et âges apparents calculés

Pour mieux comprendre les résultats qui vont être exposés, il importe de rappeler que la mesure s'opère sur ce que l'on peut désigner sous le nom de boîte isotopique. Les conditions définies plus haut étant réunies (cf. § - IV, du chap. III, concernant les lois générales de la radiochronométrie), la datation consiste finalement à diviser une quantité F d'isotope fils par une quantité P d'isotope père. Mais ces deux quantités peuvent ne rien avoir à faire entre elles. Ceci s'observe en particulier si une proportion significative d'isotope fils est présente lorsque la boîte isotopique devient un système fermé dans lequel l'isotope radiogénique formé à partir de l'isotope radioactif commence à s'accumuler au temps $t = 0$. Dans un tel cas, la division brutale des deux quantités d'isotopes fournit une valeur homogène à un temps, mais cette valeur est d'autant entachée d'erreur par excès que la proportion d'isotope radiogénique présente au temps $t = 0$ est importante.

Tableau 3 : Mesures isotopiques K - Ar des quartz

N° du Secteur étudié	N° Echantillon	Situation	Minéral	Fraction analysée	% K ₂ O	40Ar*/40Ar tot(%)	40Ar*(nl/g)	40K/36Ar (x1000)	40Ar/36Ar	t (Ma ± 1σ)
3	88MB02	Sud Mizoën	Quartz	315 - 400 μm	0,001500	56,19	4,58	0,069	674,7	7178 ± 163
	88MB03	Sud Mizoën	Idem	Idem	0,009326	81,68	5,96	1,14	1612,8	4480 ± 99
	88MB04	Sud Mizoën	Idem	Idem	0,001072	73,73	5,47	0,0903	1125,1	8091 ± 177
	89MB01	Les Hières	Idem	Idem	0,001689	60,94	4,31	0,1003	756,7	6862 ± 149
7	89MB02	Les Hières	Idem	Idem	0,001147	77,24	5,81	0,11	1298,5	8077 ± 173
	89MB03	Les Hières	Idem	Idem	0,002322	69,62	3,65	0,24	972,9	6010 ± 137
	89MB05	Les Hières	Idem	Idem	0,000875	52,99	4,10	0,0395	628,7	7940 ± 175
	89MB06	Les Hières	Idem	Idem	0,020038	78,50	8,10	1,50	1374,4	3721 ± 82
	89MB10	Les Hières	Idem	Idem	0,007093	80,85	8,47	0,58	1543,0	5535 ± 120
	89MB11	E. La Grave	Idem	Idem	0,006639	82,69	4,02	0,124	1707,3	8467 ± 187
6	89MB12	E. La Grave	Idem	Idem	0,006665	66,16	4,47	0,479	873,4	4559 ± 102
	89MB13	E. La Grave	Idem	Idem	0,000926	66,93	3,33	0,092	893,7	7470 ± 173
	89MB14	W. La Grave	Idem	Idem	0,001731	52,2	1,925	0,1613	618,8	5415 ± 130
	89MB15	W. La Grave	Idem	Idem	0,006451	64,5	2,92	0,658	831,8	3918 ± 92
	89MB16	W. La Grave	Idem	Idem	0,001602	43,15	1,896	0,105	519,9	5520 ± 130
	89MB17	W. La Grave	Idem	Idem	0,003629	58,78	2,032	0,418	717,1	4262 ± 101
5	89MB18	Le Chambon	Idem	Idem	0,002677	48,10	2,55	0,16	569,5	5148 ± 119
	89MB19	Le Chambon	Idem	Idem	0,003830	68,32	3,64	0,37	932,9	5148 ± 118
	89MB20	Le Chambon	Idem	Idem	0,002695	54,51	2,414	0,22	649,6	5045 ± 121
	89MB21	Le Chambon	Idem	Idem	0,002782	32,35	3,124	0,068	436,8	5468 ± 134
	89MB22	Valfroide	Idem	Idem	0,005135	49,29	0,530	1,55	582,9	1869 ± 69
	89MB23/1	Valfroide	Idem	Idem	0,000195	34,64	0,814	0,0208	452,2	7733 ± 424
8	89MB23/2	Valfroide	Idem	Idem	0,000216	32,61	0,722	0,0238	438,6	7339 ± 323
	89MB23/3	Valfroide	Idem	Idem	0,000192	30,62	0,817	0,017	426,0	7768 ± 285
	89MB23/4	Valfroide	Idem	Idem	0,000341	33,31	0,777	0,036	443,1	6662 ± 267
	89MB24	Valfroide	Idem	Idem	0,000391	22,36	0,900	0,0205	380,7	6679 ± 221
	89MB26	W. Col du Lautaret	Idem	Idem	0,000904	49,34	1,077	0,134	583,4	5532 ± 233
	89MB27	W. Col du Lautaret	Idem	Idem	0,003381	23,11	1,14	0,146	384,4	3457 ± 121
1	89MB28/A	Sud. Bourg-d'Oisans	Idem	Idem	0,005134	45,60	3,04	0,205	543,3	4559 ± 106
	89MB28/B	Sud. Bourg-d'Oisans	Idem	Idem	0,004829	47,60	2,863	0,251	564,0	4356 ± 117
	89MB28/C	Sud. Bourg-d'Oisans	Idem	Idem	0,004739	55,25	2,25	0,427	660,5	3995 ± 102
2	89MB29	SW. Bourg-d'Oisans	Idem	Idem	0,002808	42,19	2,595	0,13	511,3	5098 ± 128
	89MB31	SW. Bourg-d'Oisans	Idem	Idem	0,000593	51,53	2,737	0,038	609,7	7912 ± 199
	89MB32	SW. Bourg-d'Oisans	Idem	Idem	0,000451	61,97	2,326	0,052	777,1	8110 ± 194

Les teneurs en potassium des quartz analysés sont très faibles et dispersées entre 0,001 et 0,02 % de K₂O, ceci quelque soit la situation du site d'échantillonnage. A l'inverse, les teneurs en argon 40 radiogénique sont élevées. Elles donnent un éventail de valeurs qui va de 0,53 à 8,47 nl / g. D'une manière générale, ces teneurs en argon radiogénique (variation de la valeur moyenne donnée par site étudié, fig.51) sont beaucoup plus fortes lorsqu'on se trouve relativement près du socle (de la limite socle couverture) ou des grands accidents tectoniques (comme celui, par exemple, du Pic du Mas de La Grave). Dans les échantillons analysés de Valfroide (pris loin du socle, sous l'unité des Aiguilles d'Arves), on obtient les teneurs les plus faibles en argon 40 radiogénique.

Le calcul direct des "âges" résultant du rapport entre ces quantités énormes d'argon radiogénique et les quantités très faibles de potassium, a fourni des données très surprenantes. En effet, "l'âge" le plus jeune est de 1870 Ma environ et le plus ancien "âge" est de 8500 Ma environ. Ces âges sont non seulement plus vieux que l'âge supposé du métamorphisme alpin et que l'âge stratigraphique de la formation, mais atteignent des valeurs dépassant l'âge de la Terre.

Cette situation est évidemment impossible.

Pour tenter de l'expliquer, il me paraît nécessaire de considérer que la quasi - totalité de l'argon radiogénique ne provient pas de la transmutation naturelle des traces de potassium contenues dans les quartz. Admettre ce qui précède revient à considérer que cet argon radiogénique était déjà présent dans le fluide inclus dans les inclusions ou dans le réseau cristallin. En effet, les localisations possibles de l'atome d'argon dans le quartz sont théoriquement les suivantes : dans les tétraèdres SiO₂, entre les chaînes SiO₂ spiralées et dans les inclusions fluides. Le diamètre de l'argon est beaucoup trop grand (rayon atomique de l'argon r = 1,94 Å°) pour soit entrer dans les tétraèdres, soit pouvoir résider les chaînes. La seule localisation probable reste donc la phase fluide présente dans les inclusions ou dans le réseau des quartz.

Afin de pouvoir tester l'hypothèse de l'excès d'argon radiogénique, deux procédés se présentent : soit les diagrammes isotopiques de Harper (1970) ou de Mac Dougall et Stipp (1969), Roddick et Farrar (1971), soit l'utilisation des phyllosilicates prélevés dans l'encaissant des filons de quartz.

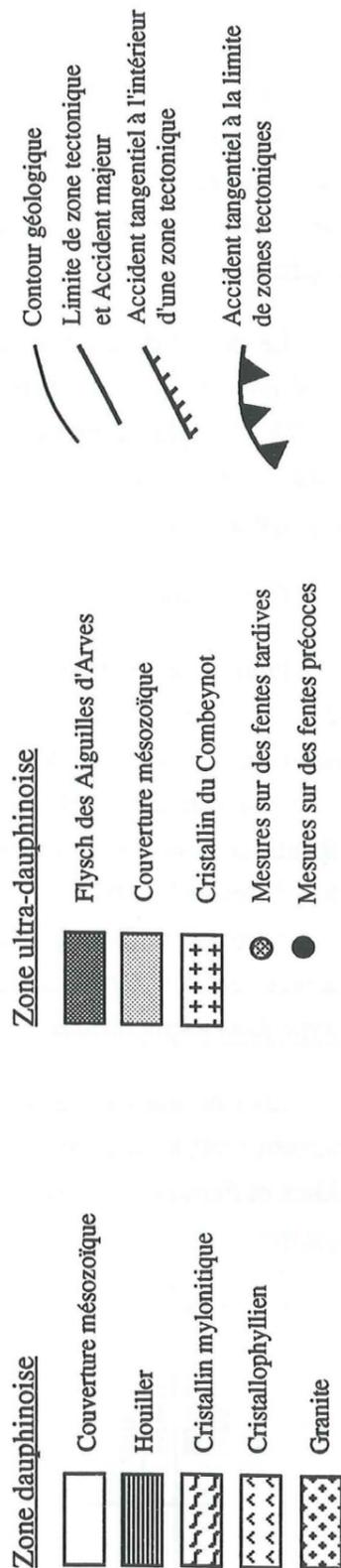
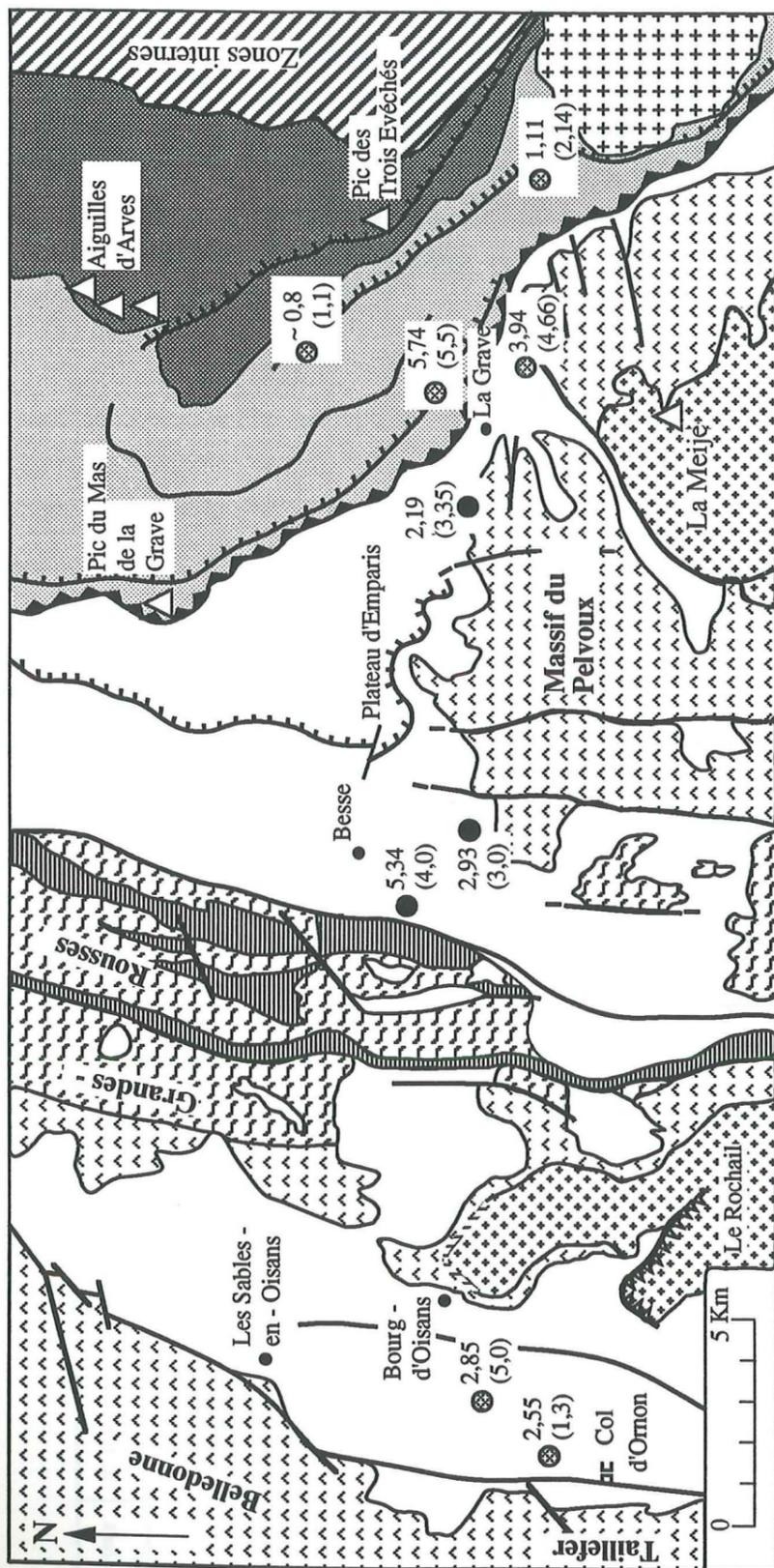


Fig. 51 - Répartition des teneurs (valeurs moyennes) en argon ^{40}Ar radiogénique (ml/g), et du % K_2O (chiffres entre parenthèses $\times 10^{-3}$)

II - LES DIAGRAMMES ISOTOPIQUES : Mise en évidence de l'argon excédentaire.

Ces diagrammes ont été proposés pour mettre en évidence les excès et les pertes d'argon radiogénique. Les conditions de leur utilisation, présentées dans la partie méthodologique de la présente étude, étant réunies, on peut donc espérer à partir des analyses effectuées sur des quartz déceler un argon excédentaire.

Ainsi, sur la route du Col d'Ornon (Bourg - d'Oisans) il apparaît sur le type de diagramme proposé par Roddick et Farrar (1971) : $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$ (fig. 52) un alignement défini par les différents points analysés des quartz de la fissure (89MB28). La droite de corrélation obtenue intersecte l'axe des ordonnées pour une valeur de $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ égale à 433 ± 10 (1σ), et qui correspond à un "âge" de 3250 ± 490 Ma (1σ).

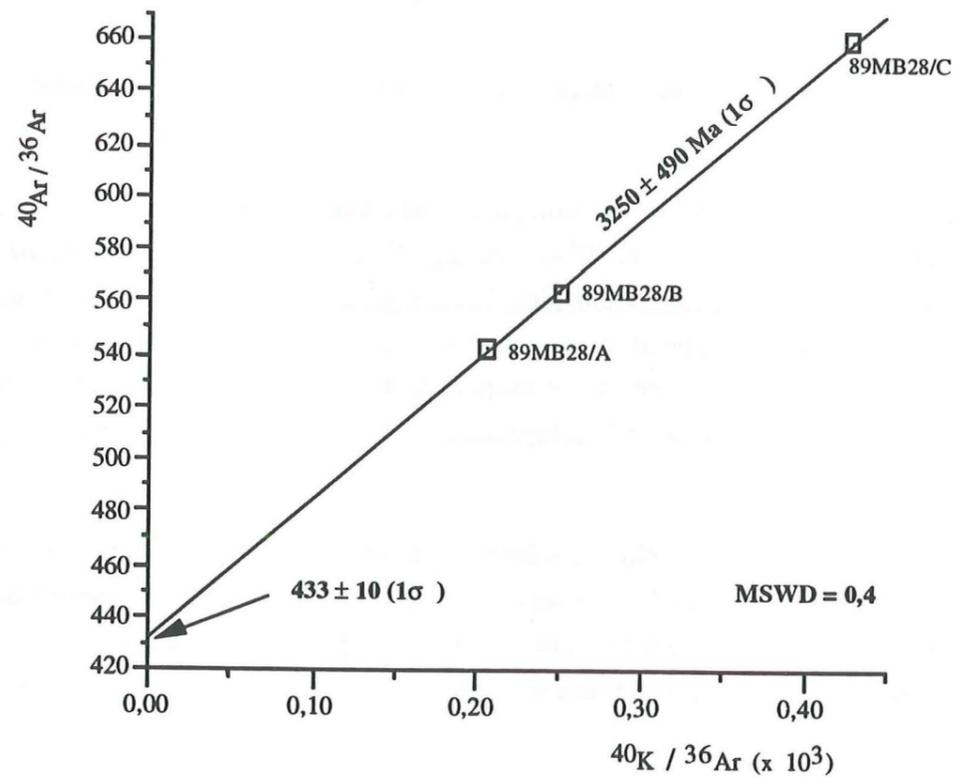


Fig. 52 - Diagramme isotopique K - Ar des quartz de la route du Col d'Ornon (Sud Bourg - d'Oisans)

Le diagramme $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ de Harper (1970) ne montre pas de corrélation entre les valeurs mesurées de l'argon radiogénique et du potassium (fig. 53). En effet, la dispersion des points est si nette qu'il n'a pas été possible de tracer une droite fiable.

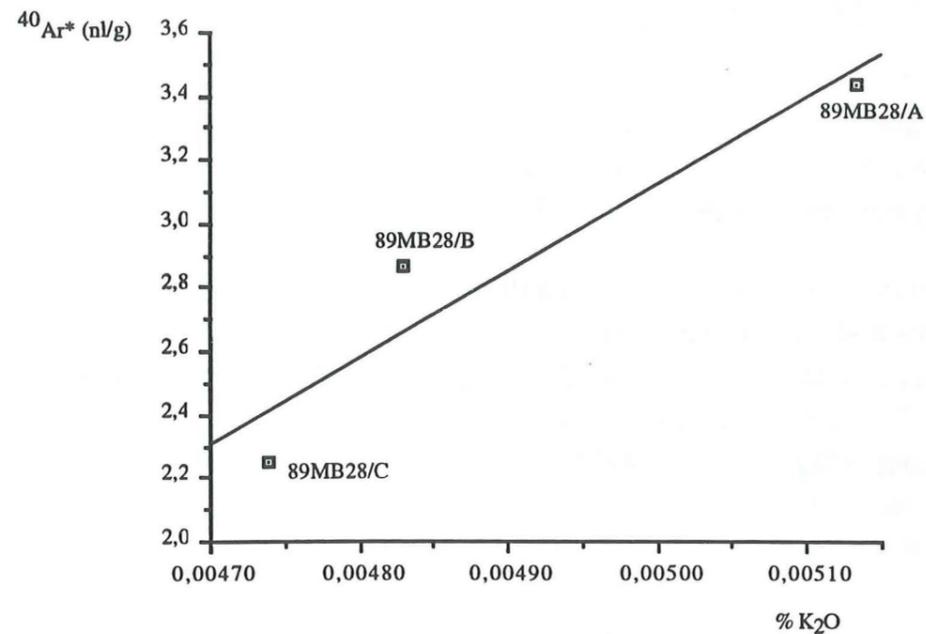


Fig. 53 - Diagramme isotopique $^{40}\text{Ar}^*$ - % K_2O des quartz (route du Col d'Ornon)

En règle générale, les "droites isotopiques" obtenues dans ces conditions sont des droites de mélange (Shafiqullah et Damon, 1974). Ceci signifie que "l'âge" de la droite du diagramme de Roddick et Farrar (fig. 52) n'a aucune signification géologique et que l'intercept lui même n'a qu'une valeur indicative, d'une ambiance générale où la composition isotopique de l'argon est enrichie en isotope 40. Autrement dit, le rapport de 433 ± 10 (1σ) indiqué par l'intercept de la droite à l'origine n'est pas celui de la composition isotopique "normale" de l' ^{40}Ar piégé dans les quartz.

Vu le comportement identique des échantillons provenant des autres zones de prélèvement, aucun diagramme "Harper (1970)" ne sera plus présenté dans la suite de l'exposé des résultats obtenus sur les quartz des divers secteurs étudiés. Mais, par voie de conséquence, la conclusion énoncée ci-dessus pour Bourg - d'Oisans se révèle valable pour tous les autres affleurements.

Dans le secteur de Chambon et plus exactement pour les quartz du Nord Chambon prélevés tout juste à la sortie du second tunnel, seul le diagramme isotopique de Roddick et Farrar (1971) a montré un alignement des points le long d'une droite dont l'ordonnée à l'origine est plus faible qu'à Bourg - d'Oisans [$329 \pm 7(1\sigma)$], mais reste supérieure à 295,5 (fig. 54). La pente de cette droite donne un "âge" aberrant de l'ordre de 4980 ± 560 Ma (1σ). Le comportement géochimique de ces échantillons sur le diagramme de Harper (1970) est comparable à celui montré, sur le même diagramme, par les quartz dans la région de Bourg - d'Oisans, ce qui permet de considérer aussi, pour ce site, la même conclusion déjà émise plus haut (cf. étude du secteur de Bourg - d'Oisans).

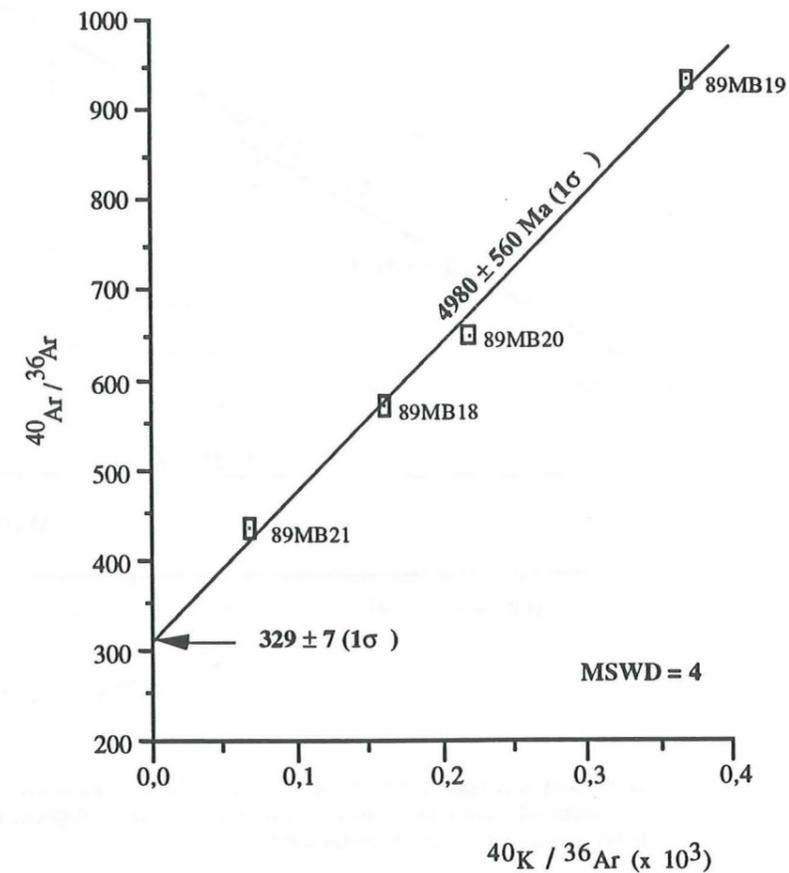


Fig. 54 - Diagramme isotopique K - Ar des quartz du secteur Chambon

Au Nord du village Les Hières (La Grave), les points représentés sur le diagramme (fig. 55) sont ceux par lesquels une meilleure droite de régression pouvait être obtenue. Les autres points s'écartant largement de cette droite n'ont pas été pris en compte dans le calcul. Les caractéristiques suivantes ont été déduites de cette droite : un rapport d'argon initial élevé et égal à 565 ± 5 (1σ), et un "âge" anormalement élevé et qui est de 5190 ± 540 Ma (1σ) environ. Là aussi, le diagramme isotopique $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ n'a pas fonctionné.

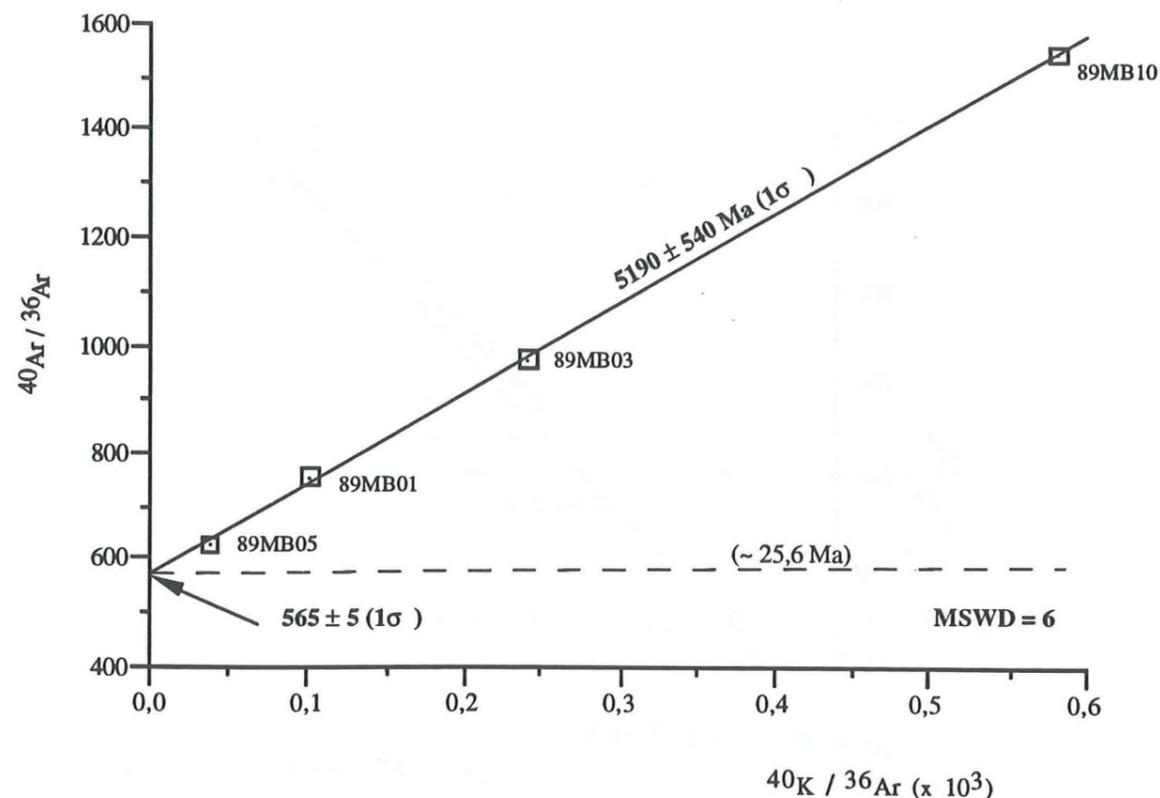


Fig. 55 - Diagramme isotopique des quartz du secteur Les Hières (Nord la Grave). Le trait en pointillé traduirait l'allure de la droite d'homogénéisation isotopique des quartz dans le secteur étudié durant le métamorphisme.

Enfin à l'Ouest de La Grave, aussi bien dans le diagramme $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ que dans celui de $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$, les points sont plus ou moins dispersés. Cependant, comme dans les autres sites, c'est seulement dans le dernier diagramme cité que ces points semblent définir un alignement qui, d'ailleurs, présente grossièrement les mêmes caractéristiques : un âge apparent [$3480 \pm 370 \text{ Ma} (1\sigma)$] certes trop élevé que l'âge de l'événement recherché, et une ordonnée à l'origine [$478 \pm 6 (1\sigma)$] toujours supérieur à la valeur théorique normale de 295,5 (Nier, 1950). Il s'observe également, dans ces diagrammes, que les MSWD (mean square weight deviation) sont même parfois très déraisonnables (fig. 56), indiquant par là qu'il ne s'agit probablement pas toujours d'alignements statistiquement acceptables.

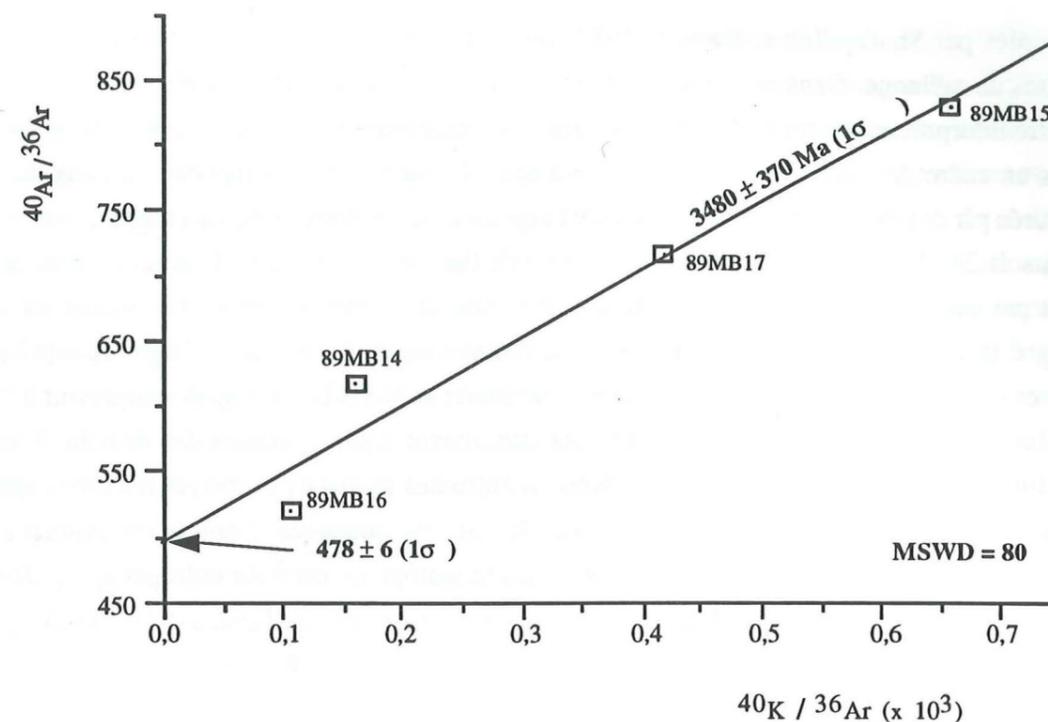


Fig. 56 - Diagramme de l'analyse isotopique K - Ar dans les fluides des quartz de l'Ouest de La Grave.

1 - Discussion

Avant de commenter ces résultats, il faut d'abord remarquer que l'ensemble des données a été obtenu au moyen d'un seul diagramme isotopique : $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$, celui de Harper (1970) n'a pas fonctionné (les points analytiques placés sur ce diagramme ne montrent pas d'alignement permettant de définir une "droite isotopique"). Ceci veut tout simplement dire que la signification de ces données, aussi fiables soient-elles (du point de vue technique d'analyse avec laquelle ces données ont été obtenues), peut être mise en doute, voire rejetée (ou absente) selon les cas.

Parmi les résultats obtenus, "l'âge apparent" (âges déduits des différents alignements obtenus des points sur chaque diagramme isotopique) le plus récent enregistré est de l'ordre de 3300 Ma, et le plus vieux est de 5200 Ma environ. Bien que par secteur étudié, ces "âges" soient inférieurs aux "âges ponctuels" des points correspondants, ils restent néanmoins très élevés et bien sûr irréalistes. L'âge de l'événement géologique qui a affecté ces formations ne peut donc pas, dans ces conditions, être précisé. D'autre part, et comme il a été montré plus haut dans le cas de la région de Bourg - d'Oisans puis généralisé à l'ensemble des prélèvements, les spécifications

précisées par Shafiqullah et Damon (1974) révèlent que ces droites correspondent en fait à des droites de mélange. Dans ce cas, ces valeurs n'ont aucune signification géologique et ne peuvent qu'être interprétées, en première approximation, comme étant dues à des excès d'argon (exprimés dans un cadre de droites isotopiques de mélange). En effet, tous les rapports initiaux de l'argon mesurés par ces diagrammes isotopiques sont significativement supérieurs au rapport isotopique de l'air, soit 295,5 (Nier, 1950). Mais, s'il y a bien de l'argon excédentaire dans les quartz, sa valeur n'est pas partout homogène. Au Chambon cette valeur est même très faible (~ 330, cf. fig.54) malgré la grande concentration en argon 40 radiogénique. Cependant, "l'âge" indiqué par les droites reste trop grand : entre ~ 3500 et ~ 5200 Ma et le MSWD est toujours supérieur à 1. Tous ces faits confirment que ces droites ne sont certainement pas vraiment des droites isochrones (McIntyre, 1963), mais des droites de mélange entre des points ayant piégé des fortes quantités d'argon et des points qui eux, ont hérité de faibles quantités d'argon au moment de la cristallisation; c'est - à - dire que l'homogénéisation isotopique du ^{40}Ar radiogénique, nécessaire pour qu'il y ait isochrone n'a pas eu lieu, et que cette répartition de l'excès d'Ar 40 radiogénique est plus ou moins aléatoire.

Examinons par exemple le cas des échantillons prélevés près des Hières et qui ont donné une de ces droites de mélange. S'il y avait eu homogénéisation isotopique de l'argon des quartz durant le métamorphisme (je rappelle que cela peut se faire sur une certaine échelle qui peut varier de celle de l'échantillon ou du minéral à celle de tout un massif rocheux), l'isochrone de ces points analysés devrait indiquer le temps écoulé depuis cette phase de métamorphisme. Autrement dit, on obtiendrait une droite dont l'âge serait de l'ordre de 25 - 30 Ma qui est, d'après les données de la littérature, l'âge supposé du métamorphisme alpin. Il s'avère que pour les Hières, un "âge" de ~ 5200 Ma a été déduit d'une droite dont la pente est de l'ordre de 1,7; ce qui est déjà assez faible. Ceci veut tout simplement dire que pour atteindre un âge de 25 Ma au moins, la pente de la droite doit être, dans ce cas présent, très faible sinon horizontale (fig. 55). En utilisant l'équation de l'âge (en Ma) (voir rappels sur le calcul de l'âge K - Ar donnés dans la partie méthodologique de ce travail), cette pente peut être estimée à ~ 0,0015 (tableau. 4).

Pente $\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}}$	t (Ma)
1,7	5190
1,5	4923
0,5	3162
0,1	1208
0,01	164
0,0015	25,6

Tableau 4 : Ages de la droite (en Ma) et valeurs de pente correspondantes pour les les quartz du secteur Les Hières.

L'interprétation alternative consiste à émettre l'hypothèse suivante : chaque échantillon comporte en chaque site des proportions variables de deux types d'inclusions, ou des inclusions et une solution solide dans le réseau cristallin. Les unes contiennent un argon très enrichi en isotope 40 radiogénique, les autres un argon moins riche en ce même élément. Les proportions variables de ces deux types d'inclusions ou des inclusions et de la solution solide dessinent, de ce fait, une droite de mélange (fig. 57). Ce résultat semble montrer qu'on aurait dans les quartz un mélange, d'argons piégés d'au moins trois compositions différentes : un argon 40 piégé qui aurait, à la limite, une composition identique comparable ou égale à celle de l'argon atmosphérique (soit égale à 295,5), un argon 40 (type 1) beaucoup plus enrichi en isotope 40 radiogénique, et enfin un autre argon 40 de composition isotopique plus basse que le précédent mais beaucoup plus élevée par rapport à l'argon atmosphérique. Ces trois "pôles" reliés entre eux, définissent une espèce de zone ou polygone de mélange, en proportions variables, entre différentes composantes d'argon piégées et radiogéniques (zone hachurée de la figure 57).

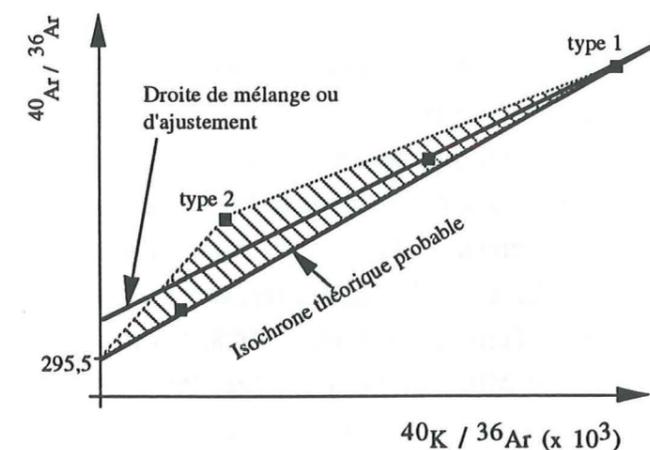


Fig. 57 - Interprétation schématisée d'une droite de mélange ou d'un polygone de mélange entre différentes composantes d'argon piégées

En somme, on peut retenir que :

- L'argon dans les minéraux exempts de potassium comme les quartz se trouve le plus probablement dans les inclusions souvent témoins des milieux fluides de cristallisation, mais peut également être piégé dans le réseau cristallin lui-même.

- Cet argon ne provient pas essentiellement de la transmutation des quantités de potassium que l'on peut trouver dans les inclusions correspondantes et constitue, sans doute, l'excès d' ^{40}Ar apporté par la phase fluide (Rama et al., 1965).

Dans ces conditions, le rapport ($^{40}\text{Ar}^* / ^{40}\text{K}$) peut correspondre à un âge quelconque, plus vieux que celui de la Terre, et toujours plus vieux que l'événement à dater.

En guise de conclusion sur ce procédé, je retiendrai tout simplement que l'apparition de l'argon 40 radiogénique dans les milieux fluides de cristallisation peut se révéler très gênante pour

les mesures d'âges K - Ar. La présence des inclusions fluides, souvent considérées comme des reliques de ces milieux fluides, peut par exemple influencer largement sur la valeur de ces âges mesurés sur des minéraux potassiques utilisables pour ces datations K - Ar. En effet, l'argon contenu dans les inclusions fluides (primaires ou secondaires), dont une proportion anormalement élevée d'argon 40, s'ajoute à celui qui est issu de la transmutation naturelle du K de la structure de la roche ou du minéral. Il influence ainsi l'âge calculé qui, en principe, devient anormalement élevé. C'est un phénomène dont il faut désormais tenir compte afin de prétendre dater assez précisément le ou les événements responsables de la formation et / ou de la transformation d'un minéral dans un tel contexte; c'est le principal objectif du deuxième procédé qui est l'objet du paragraphe suivant.

III - L'ARGON DANS LES MILIEUX FLUIDES DE CRISTALLISATION : Application à la datation K - Ar des phyllosilicates des séries externes alpines.

L'exemple des quartz analysés suggère que l'argon dans les inclusions peut être considéré comme un des constituants dominants dissous de la phase fluide pendant les processus métamorphiques et par conséquent que, des excès d'argon peuvent ainsi apparaître dans certains minéraux potassiques susceptibles de contenir des inclusions. L'une des principales conséquences de cette apparition est certainement le fait que les "âges" radiochronologiques calculés sont entachés d'erreur par excès. En effet, des études récentes menées ces dernières années sur ce domaine (Keller et al., 1986; Turner, 1988; Villa, 1988, 1991; Burgess et al., 1992, Turner et Songshan, 1992) ont fourni systématiquement des âges invalides par rapport à l'âge "réel" de l'événement recherché. Dans le cas considéré et au cas où les âges sont supérieurs à l'âge supposé de la néoformation, des héritages d'argon radiogénique sont probables aussi dans les phyllosilicates prélevés au voisinage. La correction de ces âges devrait alors nécessiter la soustraction (ou l'élimination) de l'excès d'Ar 40 radiogénique apporté par les fluides, de la quantité totale d'argon 40 radiogénique mesurée et présente dans ces phyllosilicates. Afin de minimiser les erreurs éventuelles dans le dosage de l'argon potassigénique, c'est - à - dire de l'argon qui naît uniquement du potassium de la roche ou du minéral depuis la fermeture isotopique du système (fermeture du minéral ou de la roche analysé), la correction est nécessaire. C'est ainsi que j'espère pouvoir approcher l'âge réel du métamorphisme des séries externes. Toutefois, il importe de signaler qu'une telle opération ne recouvre toute sa validité que si elle n'est appliquée qu'à des échantillons ayant subi le même héritage, et ayant connu aussi la même histoire. Ceci implique, en toute rigueur, que ce type d'opération ne soit effectué que pour des systèmes homogènes, donc d'abord voisins et dont, si possible, on peut démontrer la contemporanéité. Autrement dit et dans le cas présent, la première précaution à prendre est de choisir des échantillons tout - à - fait voisins (distants de quelques mètres).

1 - Localisation des échantillons

L'étude a porté sur une série de dix échantillons du Lias au Dogger, constituée de fractions fines dans les schistes noirs collectés entre La Grave (ses environs) et Allemont (cf. tableau 5), (M. G. Bonhomme, comm. écrite, 1992). Ces fractions analysées ont été choisies parce qu'elles ont été soit prises au même endroit que les fissures de quartz (cas des échantillons situés à l'Est de La Grave) (fig. 3), soit parce qu'elles proviennent d'une même région, mais à des endroits différents (c'est le cas le plus fréquent). Ceci devrait permettre d'apprécier les possibilités de la méthode aussi bien localement que régionalement, sous réserve de la restriction émise plus haut, à propos de la distance entre les prélèvements.

Tableau 5 : Localisation des échantillons de phyllosilicates

N° du Secteur étudié	N° Echantillon	Localisation	Type de matériel et âge stratigraphique
IV	82 - 17*	La Grave (Est)	Schistes noirs (Lias - Dogger)
	82 - 18*	<i>idem</i>	<i>idem</i>
III	82 - 21*	La Grave (W)	<i>idem</i>
	82 - 22*	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	82 - 23*	<i>idem</i>	<i>idem</i>
II	82 - 34*	La Paute (Nord Bourg - d'Oisans)	Hettangien, Sinémurien inférieur
	82 - 35*	<i>idem</i>	<i>idem</i>
I	83 - 42*	Allemont (SW)	Lias supérieur
	82 - 43*	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	82 - 47*	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	JA 3	N-D de Cruet	Aalénien
	JA 5	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	JA 6	Col de la Madeleine	Toarcien
	JA 7	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	84 - 104	L'Armentier	Spilites,
	84 - 105	<i>idem</i>	Basaltes
	84 - 106 A	<i>idem</i>	(Trias)
	84 - 106 B	<i>idem</i>	
	83 - 01	Tunnel de Grand-maison	argiles de fissures dans
	83 - 02	(partie orientale)	le granite
	83 - 03	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	83 - 04	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	83 - 05	<i>idem</i>	<i>idem</i>
	83 - 06	<i>idem</i>	argiles de fissures dans les amphibolites

* : Echantillons de phyllosilicates comparés à ceux des quartz étudiés

Tableau 6 : Données isotopiques K - Ar des phyllosilicates

N° du Secteur étudié	N° Echantillon	Illite	Chlor.	Parag.	Kaol.	Ill-Sm Sm > 50% (type Ro)	Indice de cristallinité	I002/I001	Minéraux accessoires	K20 (%)	40Ar (%)	40Ar rad (ml/g)	t (Ma ± 2σ)	40K / 36Ar (x1000)	40Ar / 36Ar	Fraction analysée
IV	82 - 17	55	40	5			0,30	0,37	Q	4,75	50,1	6,98	45,0 ± 2,5	112,3	592,4	<2 μm
	82 - 18	65	30	5			0,32	0,38	Q, tr Alb., Calc.	4,09	55,4	6,44	48,1 ± 2,5	129,5	662,6	idem
	82 - 21	60	35	5			0,26	0,37	Q, Calc.	4,06	50,2	6,32	47,6 ± 2,9	106,3	593,5	idem
	82 - 22	60	40	tr.			0,25	0,37	Q, Fk, Calc.	4,58	42,8	5,68	38,0 ± 2,3	99	516,7	idem
III	82 - 23	65	35	tr.			0,26	0,4	Q, Fk, Alb, Calc.	4,31	44,2	6,34	45,1 ± 2,8	88,4	529,7	idem
	82 - 34	80	20	/			0,22	0,44	tr Q, Fk, Alb, Calc.	6,49	47,3	6,34	30,0 ± 1,6	150,9	560,8	idem
	82 - 35	80	20	/			0,21	0,43	Q, tr Alb, Fk, Calc.	6,08	42,8	8,31	41,9 ± 2,2	89,9	516,8	idem
	82 - 42	75	25	/			0,20	0,45	Q, tr Alb, Fk, Calc.	6,21	32,1	5,3	26,3 ± 1,5	91,1	435,5	idem
I	82 - 43	75	25	/			0,20	0,43	Q, tr Alb, Fk, Calc.	6,19	35,5	5,29	26,3 ± 1,7	106	458,6	idem
	82 - 47	80	20	tr.			0,21	0,44	Q, tr Alb, Fk, Calc.	6,73	35	5,76	26,3 ± 1,6	103,3	454,6	idem
	JA.3	65	30	5			0,26	0,35	Q, Fk, Pl	3,74	20,3	2,52	20,8 ± 2,9			idem
	JA.5	70	25	5			0,27	0,42	Q, Fk, Pl	4,05	19,5	2,5	19,1 ± 2,4			idem
	JA.6	75	25	tr.			0,22	0,46	tr. Q, Fk, Pl	5,77	36,2	3,99	21,3 ± 1,5			idem
	JA.7	80	20				0,24	0,5	Fk, tr, Pl	5,25	17,5	3,09	18,1 ± 2,2			idem
	84 - 104									3,57	75,2	3,81	32,8 ± 1,6			Roche totale
	84 - 105									4,55	70,3	2,96	20,0 ± 1,0			idem
	84 - 106 A									3,88	73,3	4,27	33,8 ± 2,2			idem
	84 - 106 B									6,77	85	5,5	25,0 ± 0,8			idem
	83 - 01	25	5	<5	tr.	70	0,17 (1)	0,35	tr. Q	3,26	53	2,61	24,8 ± 3,2	230,5	628,2	<2 μm
	83 - 02	25	<5	<5	5	70	0,17 (1)	0,33	tr. Q	2,55	54,8	1,919	23,3 ± 4,0	264,7	654,3	idem
	83 - 03	50	10	tr.	5	35	0,28 (1)	0,45		5,58	53,1	2,29	12,7 ± 1,0	453	630,3	idem
	83 - 04	70	tr.	tr.	tr.	30	0,20 (1)	0,41		7,71	71,4	4,15	16,7 ± 2,2	762,6	1034,5	idem
	83 - 05	55	5	tr.	tr.	40	0,18 (1)	0,56		3,88	50,6	2,35	18,8 ± 2,8	277,2	598,4	idem
	83 - 06	5	tr.	5	tr.	90	0,23 (1)	n.d.(2)		0,84	52,3	1,506	55,5 ± 5,8	100,4	619,7	idem

(1) : mesurés au moyen d'un diffractogramme des rayons x, après traitement à l'éthylène glycol.

(2) : non déterminé

2) Résultats et discussions

L'analyse potassium - argon a été effectuée sur des fractions granulométriques inférieures à 2 μm. Les techniques de dosage du K et de l'⁴⁰Ar utilisées sont les mêmes que celles mises en oeuvre pour l'analyse des quartz et qui ont été décrites dans la partie méthodologique. L'ensemble des résultats est donné dans le tableau 6. Le rectangle en trait épais contient des échantillons concernés par la présente étude. Donc, seules leurs données isotopiques seront utilisées.

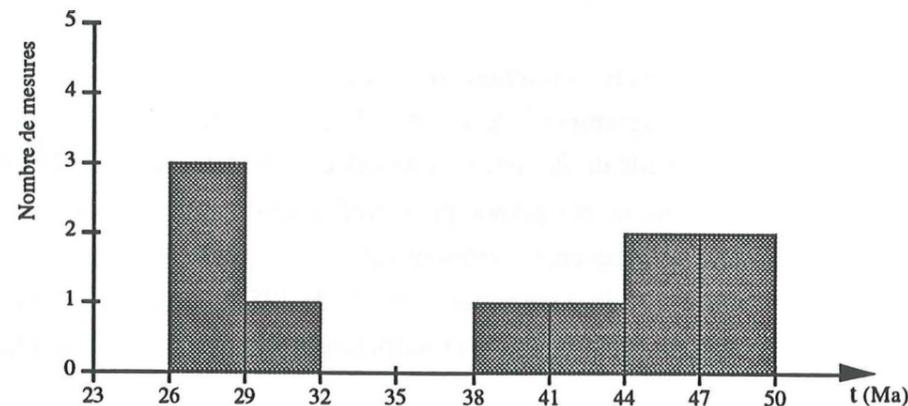


Fig. 58 - Histogramme des datations K - Ar conventionnelles obtenues sur les phyllosilicates prélevés dans l'encaissant des fissures de quartz

D'après l'histogramme (fig. 58), deux groupements d'âges possibles paraissent identifiables : un groupement de 26 à 30 Ma et un autre de 38 à 50 Ma environ.

Les âges les plus élevés ont été fournis, pour la plupart, par les phyllosilicates des environs de La Grave [de 38,0 ± 2,3 à 48,1 ± 2,5 Ma (2σ)], alors que les fractions fines prises dans les séries du Lias supérieur au SW d'Allemont ont donné des âges plus jeunes aux environs de 26,3 Ma.

Au regard de ces résultats, il apparaît d'une manière générale une augmentation de l'âge lorsqu'on s'approche des zones alpines internes (âges croissants d'Ouest en Est). A l'intérieur d'une même région, ces valeurs d'âge ne sont pas toujours constantes. Dans le SW d'Allemont, par exemple, les valeurs sont remarquablement constantes entre 26,3 ± 1,5 et 26,3 ± 1,7 Ma, tandis qu'à La Paute (Nord de Bourg - d'Oisans), les deux valeurs sont nettement différentes et l'écart entre elles, est assez important : ~ 11Ma (de 30,0 ± 1,6 à 41,9 ± 2,2 Ma). A La Grave, ces valeurs sont comprises entre 38,0 ± 2,3 et 47,6 ± 2,9 Ma à l'Ouest et, 45,0 ± 2,5 et 48,1 ± 2,5 Ma (2σ) à l'Est.

La signification de ces différences d'âges peut se rapporter à l'influence de l'argon radiogénique apporté par les fluides de cristallisation et produit probablement lors de la transformation éventuelle des minéraux détritiques au cours d'un événement métamorphique.

La discussion sur l'interprétation de ces valeurs sera donc abordée de manière à savoir si ces mesures K - Ar représentent des âges vrais ou concordants, sinon il faudra apporter des corrections nécessaires pour que chacun de ces âges puisse approcher l'âge réel de l'événement recherché.

a) Ages apparents K - Ar obtenus dans les environs de Bourg - d'Oisans

Dans cette région, l'analyse K - Ar a porté sur une série de cinq échantillons prélevés au SW d'Allemont et à La Paute. Les données analytiques de chacun des deux sites cités ont été reportées sur les diagrammes isotopiques de Harper (1970), et de Mac Dougall et Stipp (1969); Roddick et Farrar (1971).

A Allemont (SW), pour les trois fractions de phyllosilicates analysées, on obtient un bon alignement des points dans le diagramme $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$ (fig. 59). L'âge de $26,6 \pm 8,3$ Ma (1σ), déduit de la pente de cette droite, très proche des âges ponctuels; et le M.S.W.D. égal à 6,3, indiquent qu'il s'agit (malgré la très grande proximité des points des axes de coordonnées) certainement d'une isochrone statistiquement vraisemblable. L'ordonnée à l'origine de cette droite de régression est comparable à la valeur théorique normale de 295,5, ce qui suppose une absence d'argon 40 radiogénique étranger (ou d'argon 40 en surpression dans les fractions étudiées).

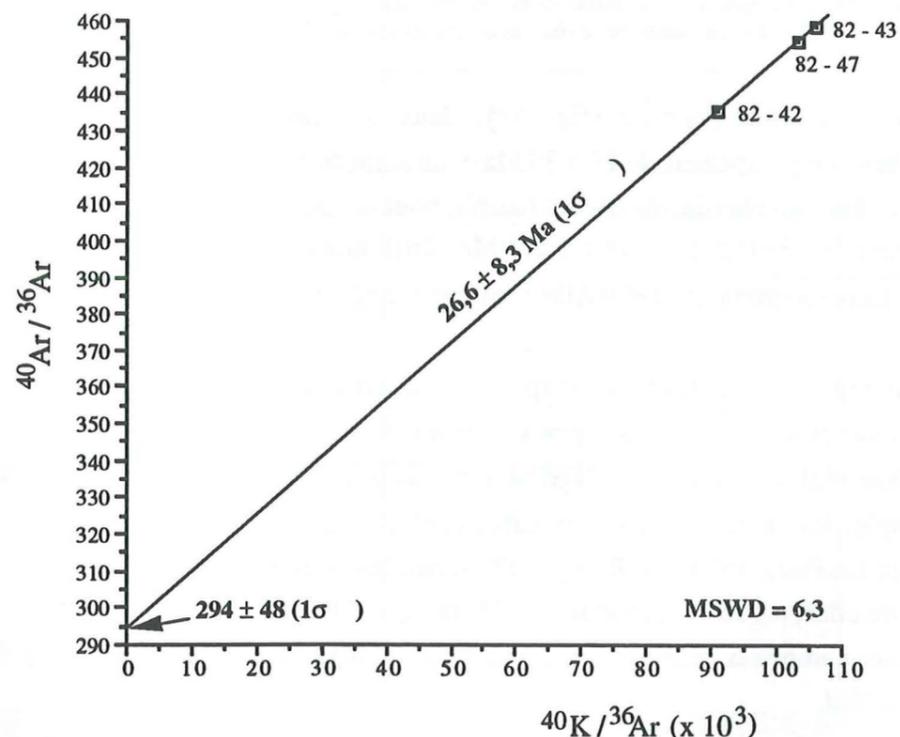


Fig. 59 - Diagramme isotopique K - Ar des phyllosilicates (fractions $< 2 \mu\text{m}$) de la région SW d'Allemont.

Sur un autre diagramme représentant $^{40}\text{Ar}^*$ (nl/g) en fonction du % K_2O (fig. 60), les mêmes points de l'analyse isotopique montrent une bonne corrélation entre les quantités d' $^{40}\text{Ar}^*$ extrait et les teneurs en K_2O , permettant ainsi de tracer une droite dont l'ordonnée à l'origine est nulle. L'âge donné par la pente de cette droite est de 26,9 Ma et également comparable aux âges ponctuels des points correspondants.

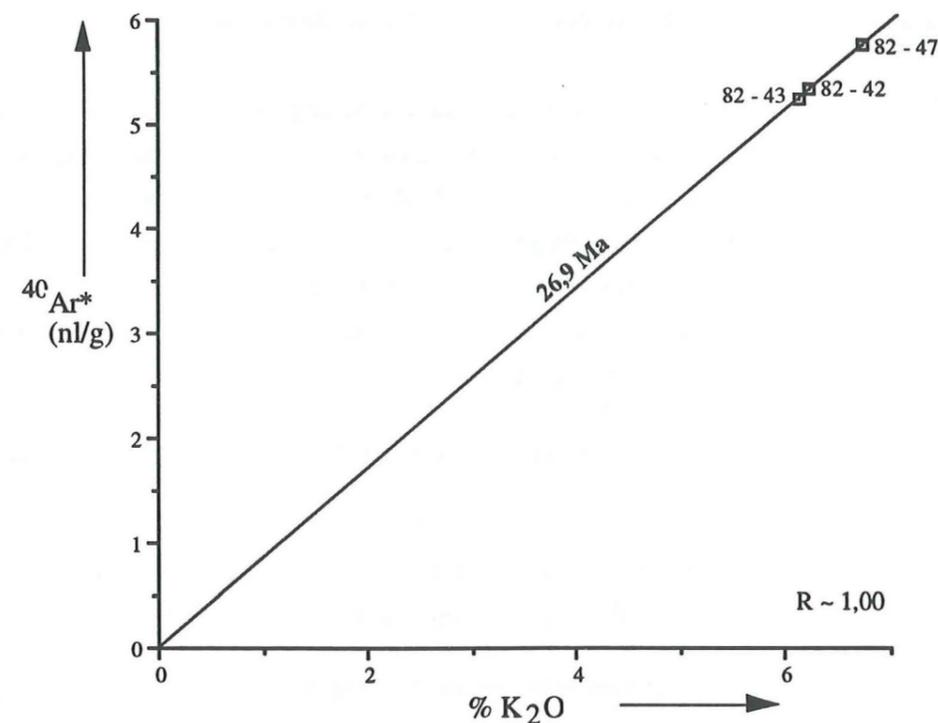


Fig. 60 - Diagramme isotopique $^{40}\text{Ar}^*$ - % K_2O des fractions fines $< 2 \mu\text{m}$ dans le SW d'Allemont.

Les résultats se vérifient sur les deux diagrammes d'interprétation de données isotopiques, ce qui, selon le modèle de Shafiqullah et Damon (1974), permet d'affirmer que ces échantillons sont cogénétiques et fournissent des âges vrais. Dans les deux diagrammes, les intercepts à l'origine des droites indiquent par là qu'il n'y a probablement eu ni perte ni gain d'argon radiogénique depuis la fermeture du système. L'âge fourni par la pente des droites est comparable dans les deux cas et partout presque égal aux âges ponctuels calculés, ce qui veut tout simplement dire que l'événement géologique responsable de la néoformation des phyllosilicates, au moins à Allemont, est de 27 - 26 Ma environ. Cet âge Oligocène supérieur (Chattien) converge assez bien avec les données récemment obtenues dans le bassin de Bourg - d'Oisans au moyen des mesures paléomagnétiques (Ménard et Rochette, 1992; Rochette et al., 1992) et qui font état d'un stade proche du début du refroidissement (température de Curie voisine de 335°C) de la série mésozoïque aux environs de 24 - 25 Ma. L'âge calculé de $\sim 27 - 26$ Ma devrait alors correspondre

au paroxysme du métamorphisme alpin ayant affecté ces formations, ou à un stade de refroidissement légèrement ultérieur.

"Je remarque que les deux méthodes (géochronologie K - Ar et paléomagnétisme) sont fondées sur un fonctionnement indépendant au moment du début du refroidissement : accumulation du ^{40}Ar radiogénique (pour la méthode K - Ar) et acquisition de l'aimantation (pour le paléomagnétisme). Si leurs résultats convergent, c'est donc que leurs prémisses théoriques sont satisfaites dans les mêmes conditions et en particulier à une date voisine".

A La Paute, je ne dispose que de deux échantillons de phyllosilicates (82 - 34 et 82 - 35) et il est pratiquement impossible, avec aussi peu de mesures, qu'un diagramme isotopique significatif puisse être construit. C'est pourquoi, j'ai préféré reporter sur des diagrammes construits précédemment les données analytiques obtenues sur des échantillons pris à La Paute, et voir comment se comporteront les points analysés par rapport à l'isochrone des phyllosilicates du SW d'Allemont. Cette démarche est d'autant plus justifiée que du point de vue paléomagnétique, La Paute est située dans la même situation qu'Allemont.

Ainsi les diagrammes isotopiques construits permettent les constatations suivantes pour les deux échantillons de La Paute :

- En général, ces deux points complémentaires s'écartent bien de l'isochrone des points 82 - 42, 82 - 43 et 82 - 47 des échantillons d'Allemont (fig. 61 et 62).

- Il n'y a pas de corrélation entre les quantités d'argon 40 mesurées et les teneurs en K_2O (fig. 62).

- Les deux points (82 - 34 et 82 - 35), (fig. 62) montrent plutôt un alignement vertical au dessus de la droite des points passant par l'origine. Ceci signifie que la contamination (ou la teneur) des échantillons en argon 40 radiogénique est variable. Selon les clauses du modèle de Shafiqullah et Damon (1974), la "droite" définie par ces points (82 - 34, 82 - 35) dans le diagramme $^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ (fig. 61) n'a donc aucun sens. Ces points s'aligneraient sur une droite ayant un intercept $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ initial d'environ égale à 450. Géologiquement (La Paute et Allemont étant dans la même situation paléomagnétique, Ménard et Rochette, 1992), ce rapport est anormalement élevé : les échantillons d'Allemont n'ont pas montré d'excès d'argon radiogénique; c'est-à-dire que le rapport d'argon initial (intercept de la droite des points 82 - 42, 82 - 43 et 82 - 47, fig. 59) correspond à une valeur très proche de la valeur théorique normale de 295,5. Ceci me conduit donc à considérer tout l'argon 40 présent dans les échantillons de La Paute, comme essentiellement de l'argon en excès. De ce fait, les âges ponctuels K - Ar [$30 \pm 1,6$ et $41,9 \pm 2,2$ Ma (2σ)], obtenus respectivement sur les échantillons 82 - 34 et 82 - 35, sont, manifestement, entièrement dûs à des excès d'argon et sont par conséquent supérieurs à l'âge recherché.

En outre, les diffractogrammes de rayons X révèlent que l'échantillon 82 - 34 contient des traces de quartz contaminant alors que le 82 - 35 en contient une plus grande quantité (cf. minéralogie donnée dans le tableau 6). Le point représentatif de ce dernier (82 - 35) est plus éloigné de la droite de 26,6 Ma (c'est-à-dire sans excès, et sans perte d'argon radiogénique) que celui de 82 - 34. Ceci devrait permettre de justifier donc l'attribution de l'excès d'argon au quartz et en particulier à ses inclusions ou à la solution solide présente dans le réseau cristallin.

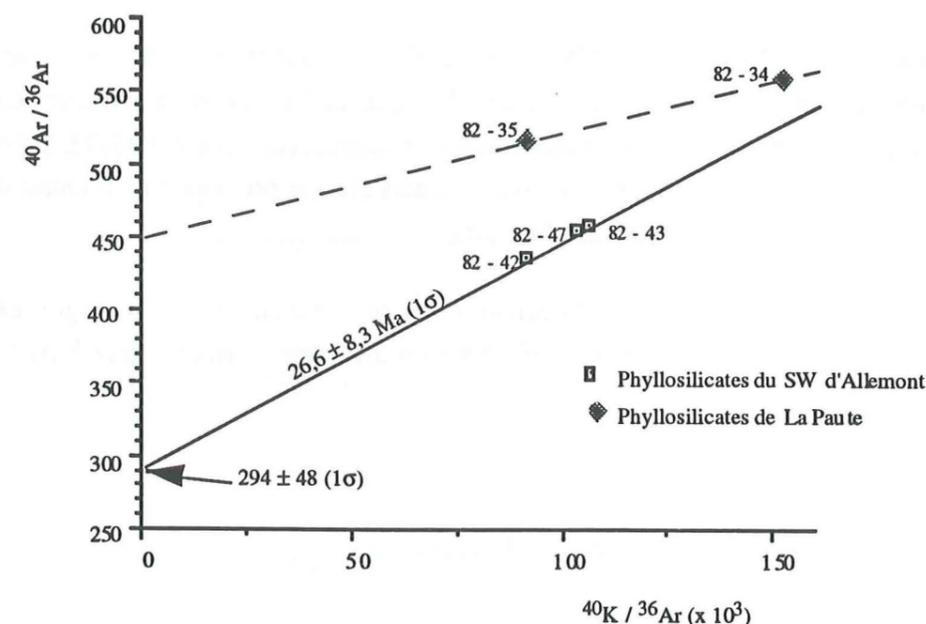


Fig. 61 - Diagramme isotopique des phyllosilicates de la région de Bourg - d'Oisans (La Paute - Allemont)

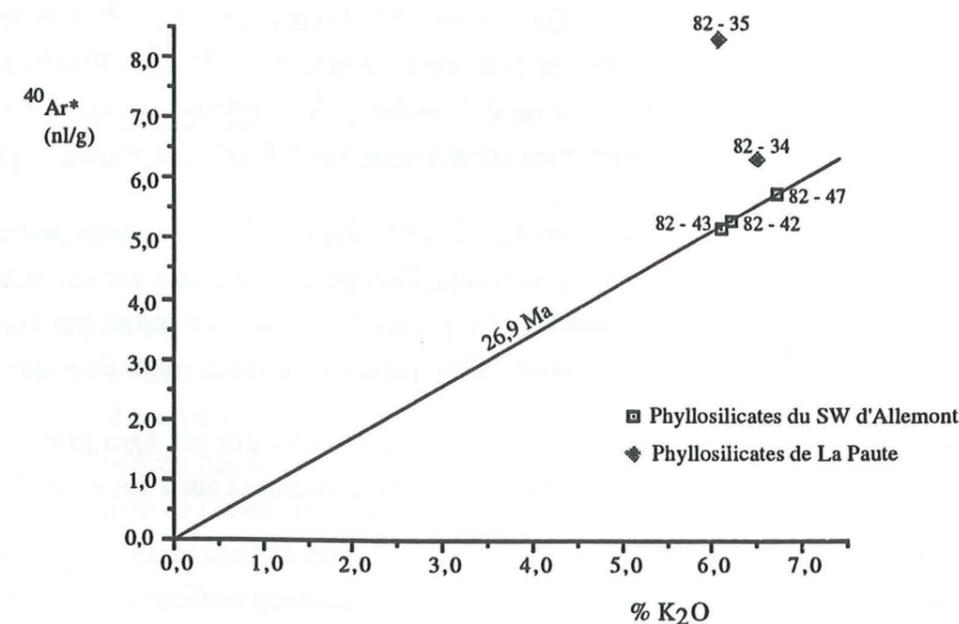


Fig. 62 - Diagramme $^{40}\text{Ar}^*$ - % K_2O des phyllosilicates de la région de Bourg - d'Oisans (La Paute - Allemont)

b) Ages K - Ar obtenus dans les environs de La Grave

Les âges les plus vieux de l'histogramme (fig. 58), ont été pour la plupart donnés par les échantillons qui proviennent aussi bien de l'Est que de l'Ouest de La Grave. Ces résultats constituent globalement un groupe de quatre âges apparents compris entre $45,0 \pm 2,5$ et $48,1 \pm 2,5$ Ma (2σ). Seul un échantillon parmi les phyllosilicates étudiés provenant de l'Ouest de La Grave (82 - 22), a donné un âge de $38,0 \pm 2,3$ Ma (2σ).

Afin de vérifier là aussi, si ces échantillons ne contenaient pas de l'argon excédentaire, l'ensemble des données analytiques a été placé sur les diagrammes isochrones ($^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$) et $^{40}\text{Ar}^*$ (nl/g) = f (% K₂O).

b - 1) Diagramme $^{40}\text{Ar}^*$ (nl/g) = f (% K₂O).

Dans un tel diagramme (fig. 63), les points ne s'alignent pas. Mais lorsqu'ils sont pris par site, les deux points de l'Est de La Grave (82 - 17 et 82 - 18) forment une paire isotopique dont la droite ne passe pas par l'origine, et dont l'âge d'environ 25 Ma est inférieur aux âges ponctuels. La valeur positive indiquée par l'intersection de la droite avec l'axe des ordonnées $^{40}\text{Ar}^*$ correspond ainsi à un excès d'argon. Toutefois, cela ne doit rester qu'une indication pour la discussion, puisque deux points analytiques ne permettent certainement pas d'obtenir des résultats significatifs.

A l'Ouest de La Grave (échantillons 82 - 21, 82 - 22, 82 - 23), les points sont dispersés mais restent parfois proches de la droite précédente. Ceci permet de croire que ces échantillons renfermeraient aussi de l'argon excédentaire. Le point 82 - 22 (très en retrait par rapport aux autres) serait moins riche en argon hérité ou en excès que les deux autres points du même site.

Dans l'ensemble, ces résultats semblent plutôt démontrer que ces âges calculés dont la "moyenne" se situerait autour de 44 Ma sont apparemment aberrants et dûs à des excès d'argon.

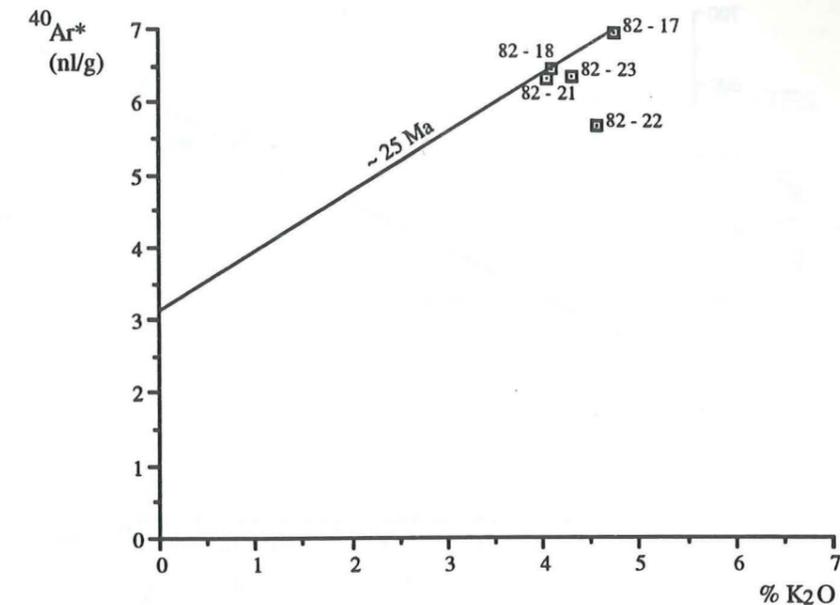


Fig. 63 - Diagramme isotopique $^{40}\text{Ar}^*$ - K₂O des fractions phyllosilicatées des environs de La Grave.

b - 2) Diagramme $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$

Dans ce diagramme (fig. 64), les échantillons montrent le même type de comportement que dans le diagramme précédent : dispersion aussi nette des points à l'Ouest de La Grave avec le même échantillon (82 - 22) toujours en retrait par rapport aux autres. Les deux points de l'Est de La Grave (82 - 17 et 82 - 18) sont sur une "droite" dont l'ordonnée à l'origine est également différente de la valeur théorique normale. Mais cette fois, l'intercept est inférieur à 295,5. Comme ceci est physiquement impossible à cause de la composition isotopique de l'argon atmosphérique contaminant, la droite ainsi tracée n'est qu'une droite de mélange. Un tel intercept pourrait à la rigueur s'interpréter soit par une perte constante d'Ar radiogénique, soit par un gain constant de potassium 40. Cela ne peut pas être le cas ici, vu la variété du comportement isotopique des différents échantillons en un même lieu (cf. La Paute par exemple). En outre, la définition mathématique de cette droite est très incertaine à cause de la faible dispersion des abscisses et du faible nombre d'analyses. Dans ces conditions, la régression telle qu'elle est calculée, est sans doute très influencée par la position des points les plus hauts et les plus bas. Cela aurait pu provoquer la baisse de l'intercept de la droite à l'origine (fig. 65). Comme la contribution en argon radiogénique en excès est elle-même variable, tant sur les phyllosilicates que sur les quartz, la représentativité du meilleur ajustement tel qu'il est calculé ici, doit être considérée avec prudence.

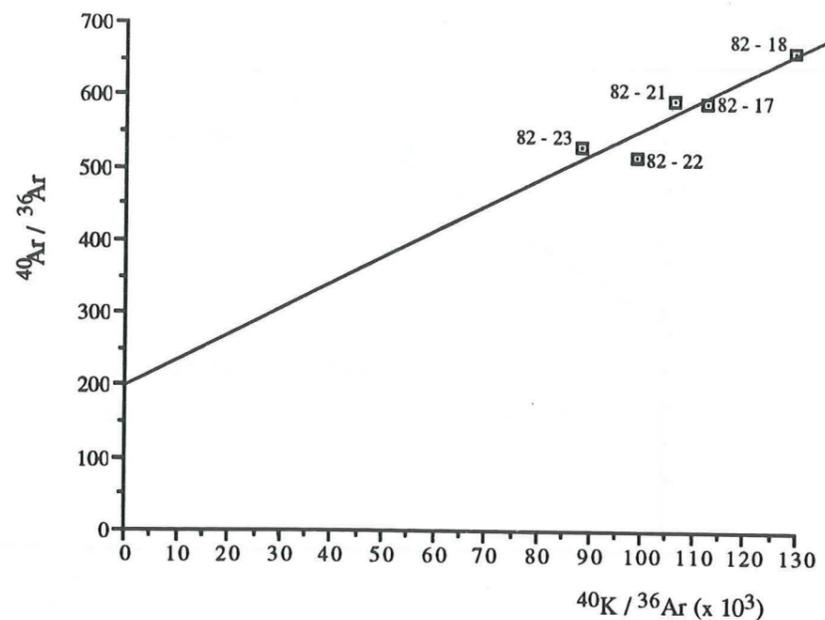


Fig. 64 - Diagramme isotopique des échantillons dans les environs de La Grave

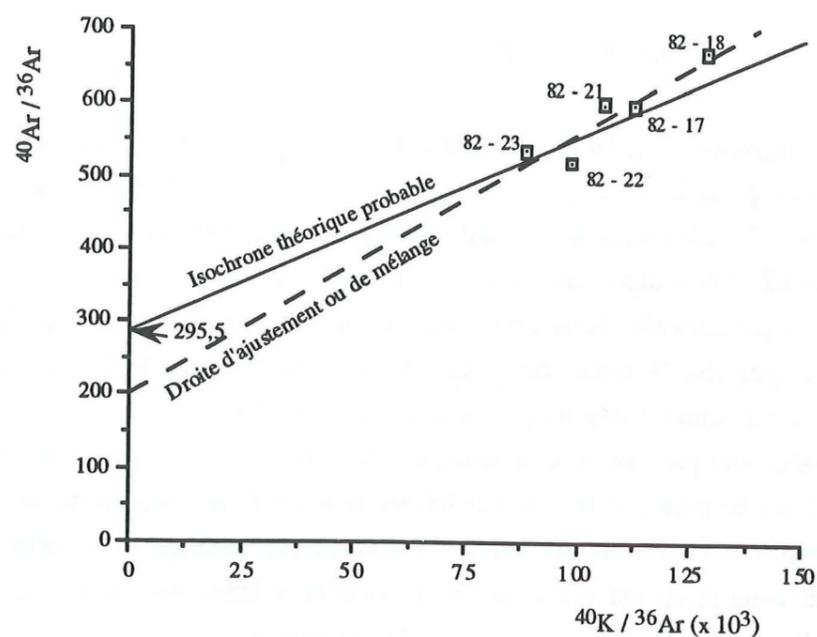


Fig. 65 - Schéma interprétatif du rapport d'argon initial faible par rapport à la valeur théorique normale de 295,5. Vu la faible dispersion des points, l'allure de la droite d'ajustement (ou de mélange dans le cas présent) se trouve largement influencée par la position des points extrêmes. L'ordonnée de la droite à l'origine n'a donc, dans ces conditions, aucune signification dans le comportement isotopique de l'argon.

IV - CORRECTION DES AGES K - Ar SUR LES PHYLLOSILICATES

Il a paru nécessaire de corriger les âges obtenus sur chaque fraction de ces phyllosilicates pour tenir compte de l'influence de l'argon ^{40}Ar radiogénique hérité lors de la cristallisation. Cette correction équivaut à retrancher à la quantité d' $^{40}\text{Ar}^*$ mesurée dans les phyllosilicates une valeur égale à l'excès d'argon apporté par les phases fluides. Celui-ci est estimé au préalable, au moyen d'une analyse K - Ar réalisée sur des quartz de fissures et qui proviennent soit du même endroit (dans ce cas, les phyllosilicates sont prises dans l'encaissant des fissures), soit des endroits différents mais dans une même région. L'ambition de cette opération étant de retrouver un âge qui serait proche de celui du métamorphisme ayant affecté ces formations dans les Alpes occidentales, il serait souhaitable que les fissures soient de nature précoce (celles dont le développement serait lié à la formation de la schistosité principale S1) pour pouvoir être utilisées dans les corrections. Après soustraction, c'est " $^{40}\text{Ar}^*$ corrigé" ou restant qui est utilisé dans la formule donnant l'âge en millions d'années et qui a été donnée dans la partie consacrée aux rappels (cf. Chap. III. §. IV, B-2). La quantité d' $^{40}\text{Ar}^*$ (nl/g) des quartz retenue pour la correction est variable d'un site à l'autre et souvent, mais pas toujours, elle n'est pas unique pour la correction sur des échantillons du même site. Parmi les résultats présentés (tableau 7), les âges corrigés (placés dans la dernière colonne) sont donnés pour chacune des valeurs de correction d' $^{40}\text{Ar}^*$ en excès possibles. Ces valeurs correspondent à des teneurs soit minimales, soit maximales, ou à la teneur moyenne d' $^{40}\text{Ar}^*$ données par les quartz du même site ou de la même région que les phyllosilicates. Ces différentes corrections ont été opérées pour essayer de tenir compte de la variabilité des excès d'argon radiogénique par site dans la même région et aussi bien dans les phyllosilicates que dans les quartz (cf. étude de l'affleurement de La Paute).

Les modifications d'âges obtenues après correction sont importantes. Partout, ces âges ont beaucoup baissé (la plupart de moitié) par rapport aux âges de départ. Il semble donc que l'opération a bien fonctionné, ceci d'autant que les valeurs d'âges obtenues paraissent "réalistes". Ces valeurs "réalistes" de l'âge corrigé montrent, en première approximation, que la correction d'argon radiogénique en excès est justifiée. Quant à la signification de ces âges corrigés, après discussion sur le plan isotopique, il est évident que leur interprétation passe nécessairement par leur couplage avec les autres données géologiques actuellement disponibles dans la région, puisque cette méthode ne représente qu'une première tentative de correction. En réalité, le vrai problème consistera à trouver la valeur d'argon 40 radiogénique en excès (parmi les trois valeurs définies par site) nécessaire pour la correction. Elle devra permettre à la fois de trouver un âge radiochronologique compatible avec celui de l'événement recherché (donc avec les autres données géologiques) suivant un modèle cohérent avec le fonctionnement isotopique théorique, et demeurer dans la fourchette des valeurs mesurées sur les quartz. Mais son choix ne doit surtout pas être

Tableau 7 : Données de correction de l'analyse isotopique K - Ar

N° du Secteur étudié	N° Echantillon	Localisation	% K ₂ O	40Ar* (nl/g) : Phyllosilicates	Âges (en Ma) : non corrigés	40Ar* (nl/g) : Quartz	40Ar* corrigé : 40Ar(Phy.) - 40Ar(Q)	Âges corrigés (en Ma)
II	82 - 34	La Paute	6,49	6,34	30,0 ± 1,6	2,25 (2,70)	4,09 3,64 (*)	19,42 17,3 (*)
II	82 - 35	La Paute	6,08	8,31	41,9 ± 2,2	3,04 (2,70)	3,30 6,06 5,61 (*)	15,7 30,6 28,4 (*)
IV	82 - 17	E. La Grave	4,75	6,98	45,0 ± 2,5	3,33 (3,94)	3,65 3,04 (*)	23,6 19,7 (*)
IV	82 - 18	E. La Grave	4,09	6,44	48,1 ± 2,5	4,47 (3,94)	2,51 3,11 2,50 (*)	16,3 23,4 18,8 (*)
III	82 - 21	W. La Grave	4,06	6,32	47,6 ± 2,9	1,9 (2,19)	4,42 4,13 (*)	33,4 31,3 (*)
III	82 - 23	W. La Grave	4,31	6,34	45,1 ± 2,8	2,92 (2,19)	3,4 4,44 4,14 (*)	25,8 31,6 29,6 (*)
III	82 - 22	W. La Grave	4,58	5,68	38,0 ± 2,3	1,9 (2,19)	3,42 3,78 3,49 (*)	24,4 25,4 23,5 (*)
						2,92	2,76	18,6

(chiffre) : valeur moyenne d'argon radiogénique par site
 (*) : chiffre obtenu à partir de la valeur moyenne.

arbitraire, de manière par exemple à vouloir nécessairement justifier les seules données existantes des autres méthodes géologiques. Le choix de cette valeur devra plutôt se faire en considérant l'ensemble des données fournies par d'autres méthodes géologiques et celles obtenues au cours de la présente étude.

1 - Cas le mieux contraint pour effectuer une correction fiable.

Ce cas est le seul qui respecte rigoureusement le premier critère, c'est-à-dire le fait que les quartz et les phyllosilicates soient très proches les uns des autres (c'est-à-dire proviennent du même affleurement, situé à l'Est de La Grave) pour pouvoir effectuer les corrections d'argon en excès. Je suppose que, dans ces conditions, les valeurs d'⁴⁰Ar mesurées sur les quartz représentent l'essentiel de l'argon en excès à soustraire du "stock" d'⁴⁰Ar sur les phyllosilicates, afin de retrouver l'argon radiogénique dérivé du potassium et qui détermine l'âge du minéral. Ceci implique que les quartz et les phyllosilicates aient piégé un même fluide, c'est-à-dire de même composition isotopique.

Les concentrations d'argon en excès données par les quartz sont comprises entre 3,33 et 4,47 nl/g, la moyenne est de 3,94 nl/g d'échantillon. Les corrections faites à partir de chacune de ces trois valeurs, ont donné un âge corrigé variable entre 23,6 et 16,3 Ma (échantillon 82 - 17), et entre 23,4 et 14,4 Ma (échantillon 82 - 18), (cf. tableau 7, N° du secteur étudié IV). Comme je l'ai signalé plus haut, le problème à résoudre maintenant est celui de trouver la valeur de correction nécessaire (et donc "l'âge juste"). Le fait que les échantillons (82 - 17 et 82 - 18) ont été prélevés à, au plus, quelques mètres l'un de l'autre implique que la fermeture du système isotopique est synchrone. Leur âge apparent, après correction, ne peut donc pas être significativement différent. Dans ces conditions, si la dispersion d'excès d'argon est homogène à l'échelle du site, sa correction doit être la même pour les deux échantillons. En conséquence, les valeurs de correction qui homogénéisent les âges (fig. 66) obtenus sur les phyllosilicates d'un même lieu seront considérées comme les plus probables. Ainsi, à l'Est de La Grave, c'est la valeur de 3,33 n/g qui paraît la mieux justifiée puisqu'elle fournit la paire de valeurs d'âges les plus voisines : 23,6 et 23,4 Ma sur les échantillons 82 - 17 et 82 - 18 respectivement.

Je remarque aussi que cette valeur est la seule qui correspond assez bien à la concentration la plus basse (environ 3 nl/g) de la composante d'⁴⁰Ar radiogénique en excès donnée par les quartz dans une ambiance de droite de mélange (fig. 67).

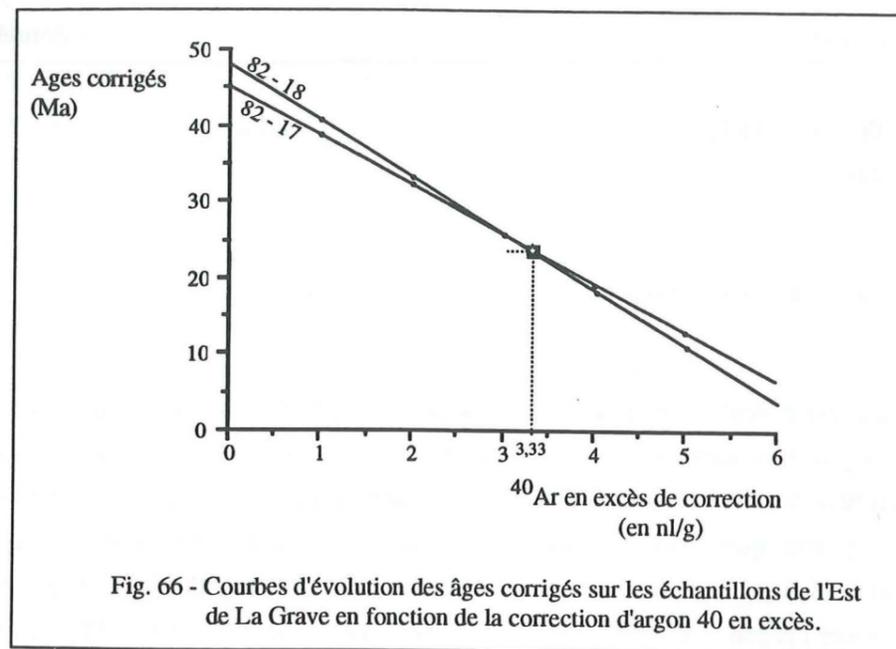


Fig. 66 - Courbes d'évolution des âges corrigés sur les échantillons de l'Est de La Grave en fonction de la correction d'argon 40 en excès.

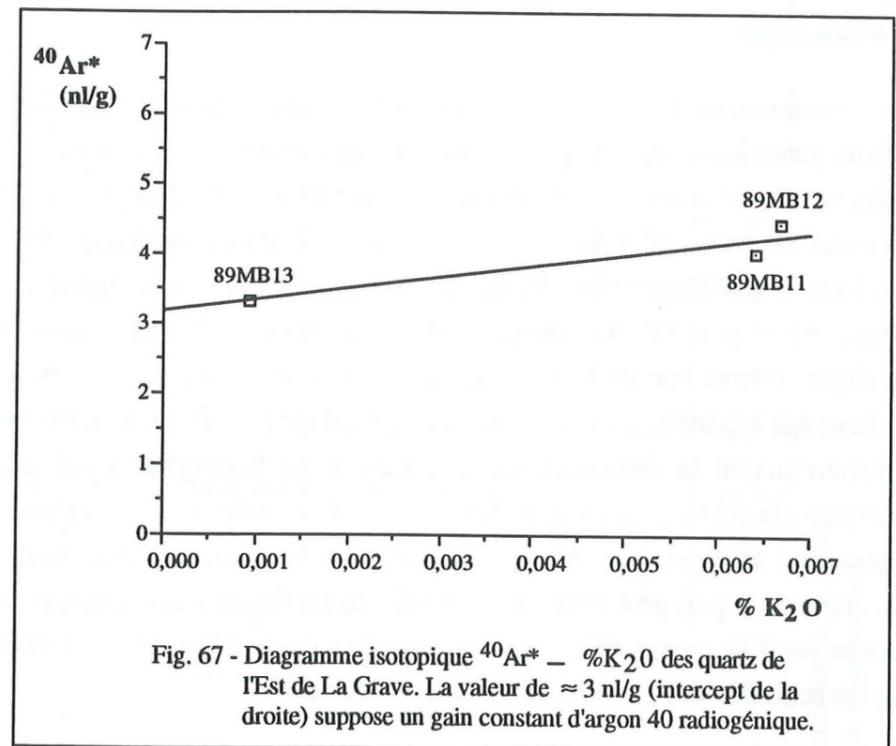


Fig. 67 - Diagramme isotopique $^{40}\text{Ar}^*$ - % K_2O des quartz de l'Est de La Grave. La valeur de ≈ 3 nl/g (intercept de la droite) suppose un gain constant d'argon 40 radiogénique.

Dans le diagramme isotopique (fig. 68), seuls les points dont la correction de l'excès d'argon a été effectuée en utilisant la valeur de 3,33 nl/g, définissent une "droite" présentant des caractéristiques d'isochrone : âge de la pente ($\sim 23,5$ Ma) comparable aux âges ponctuels (23,4 et 23,6 Ma), valeur de l'intercept $^{40}\text{Ar}^*$ égale au point de coordonnées (0,0). Dans ces conditions, pour le secteur de l'Est de La Grave, ces âges situés autour de 23 Ma ne devraient plus correspondre à des excès d'argon dans les fractions analysées et paraissent donc justes.

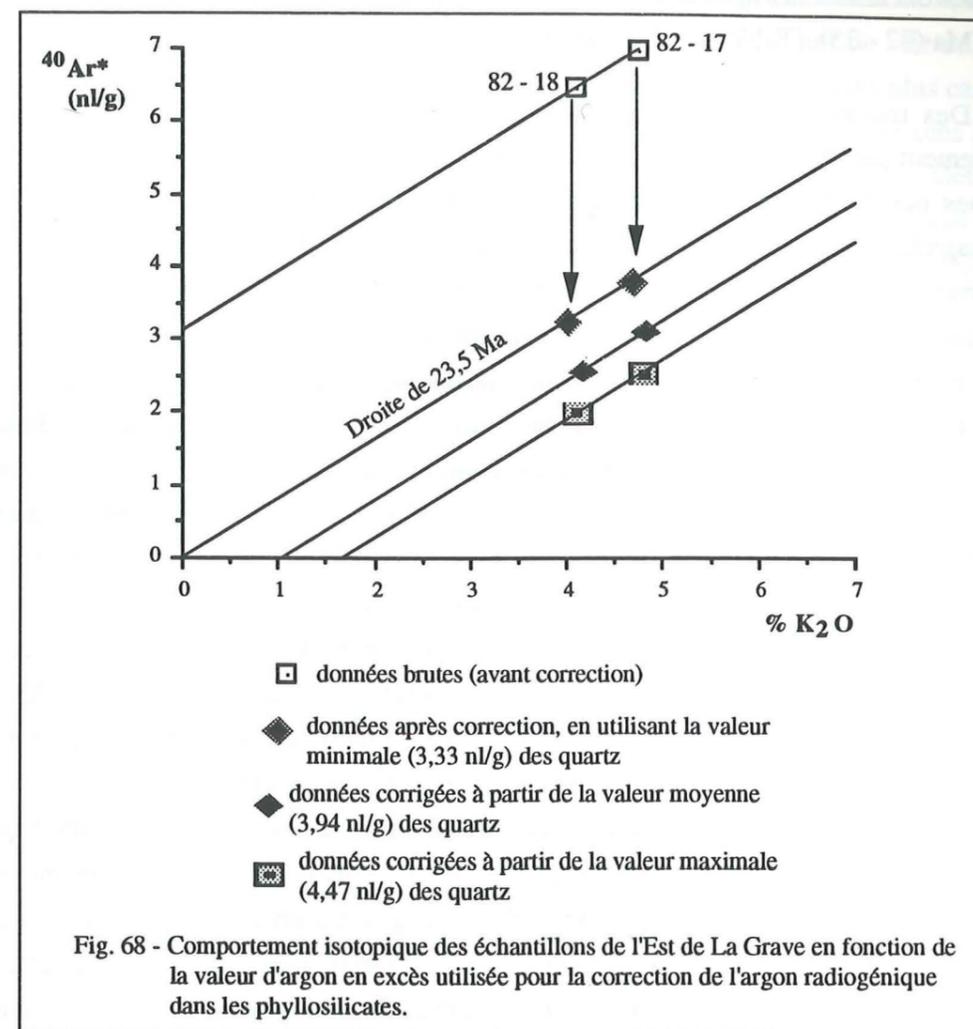


Fig. 68 - Comportement isotopique des échantillons de l'Est de La Grave en fonction de la valeur d'argon en excès utilisée pour la correction de l'argon radiogénique dans les phyllosilicates.

2 - Cas les moins contraints pour les corrections.

Cette discussion concerne les secteurs pour lesquels les points de prélèvement des quartz sont distants de ceux des phyllosilicates de quelques kilomètres. Ces secteurs sont La Paute (Nord de Bourg - d'Oisans) et La Grave (zone ouest).

a) Données de corrections sur les échantillons de La Paute.

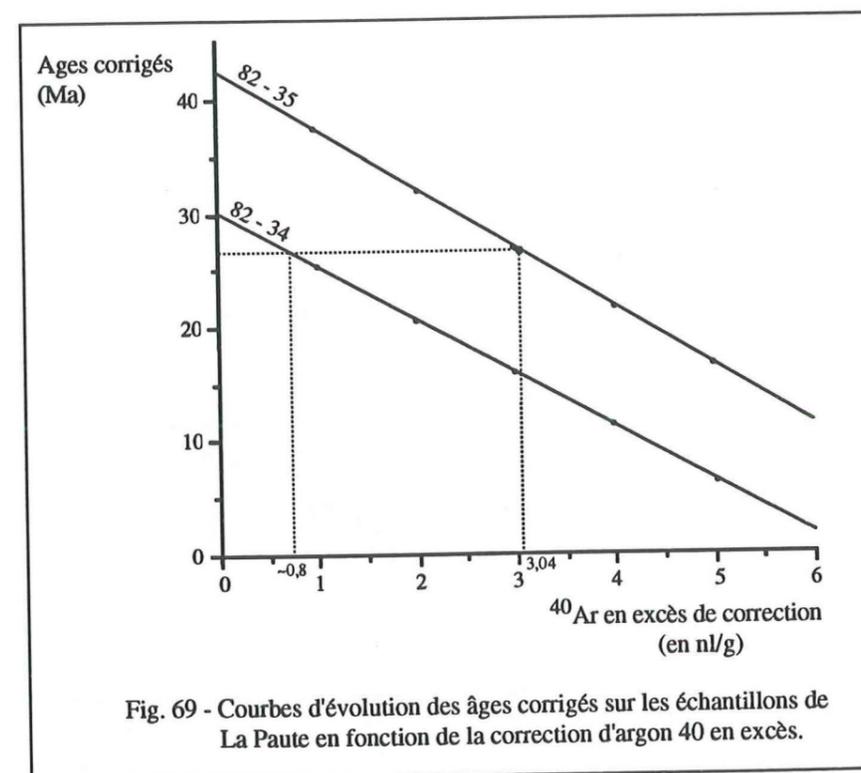
Les valeurs de correction d'argon en excès utilisées sont celles qui ont été mesurées sur les quartz pris au Sud de Bourg - d'Oisans dans les environs d'Ornon (route du Col d'Ornon). Elles sont comprises entre 2,25 et 3,04 nl/g, la moyenne est de 2,7 nl/g. Les différentes corrections

effectuées ont donné des âges échelonnés entre 15,7 et 19,4 Ma (échantillon 82 - 34), et entre 26,6 et 30,6 Ma (82 - 35), (Tableau 7, N° Secteur II).

Des travaux récents portant sur cette région (Ménard et Rochette, 1992), ou plus généralement sur l'étude des séquences de polarités magnétiques enregistrées par les roches dans les Alpes occidentales, ont montré que La Paute et Allemont sont dans la même situation paléomagnétique. Dans ce dernier site, où aucun excès d'argon n'a été détecté, l'âge de l'événement recherché a été fixé aux environs de 26 - 27 Ma (Oligocène supérieur). Selon ces observations, Je peux alors considérer que l'âge calculé sur les échantillons provenant de ces deux affleurements doit être le même (c'est-à-dire, doit avoir à peu près la même valeur). Ainsi, les valeurs de correction qui seront donc considérées comme les plus probables à La Paute, seront donc celles qui me permettront d'avoir sur les échantillons (82 - 34 et 82 - 35) un âge autour de 26 Ma, et une droite dans un diagramme isotopique (cf. fig.68) passant de préférence par le point de coordonnées (0,0). En conséquence, seule la valeur de 3,04 nl/g serait nécessaire et seulement pour un seul échantillon, puisqu'elle aurait permis d'obtenir un âge de 26,6 Ma (échantillon 82 - 35) comme celui obtenu pour les phyllosilicates d'Allemont. Sur l'autre échantillon de La Paute (82 - 34), les valeurs d'âges obtenus sont largement inférieures à cet âge référence d'Allemont. Le fait que, avec une même valeur de correction, on obtient des âges très différents pour les échantillons du même site (alors que leur proximité et les données non radiochronologiques plaident pour un âge semblable ou comparable, cf. étude du site précédent), implique que la correction d'excès d'argon doit être variable. En s'appuyant toujours sur le même critère d'homogénéité des âges par site, je devrais pouvoir, grâce à un diagramme d'évolution d'âges construits selon la même méthode que celle mise en oeuvre à l'Est de La Grave, déterminer la valeur de correction "adéquate" pour l'échantillon (82 - 34). Ainsi, et si l'âge dans ce site est de \approx 26,6 Ma (donné par la correction sur l'autre échantillon), la projection sur l'axe des argons en excès montre une valeur de 0,7 - 0,8 nl/g (fig. 69). Cette valeur ne fait pas partie de la gamme mesurée sur les quartz du Sud Bourg - d'Oisans. Cependant, la situation dans laquelle se trouve l'échantillon (82 - 34) de La Paute est d'une manière générale comparable à celle de l'un des échantillons de quartz étudié de Valfroide et qui avait été prélevé sous le flysch éocène (échantillon 89MB23). A Valfroide, la fissure à quartz étudiée est située en dessous du chevauchement qui affecte ces formations sur lesquelles repose l'unité des Aiguilles d'Arves (fig. 70). L'analyse K - Ar effectuée sur ces quartz a révélé qu'à cet endroit l'excès d'argon radiogénique dans les fluides est le plus faible (environ 0,8 nl/g pour les fluides de la fissure 89MB23). En fait, à ce niveau où les faciès (Jurassique moyen) sont plus carbonatés (cf. détails sur la description lithologique de ces faciès dans Barfety, 1985) et donc plus perméables, ce qui signifie que le milieu est plus ouvert, il est possible que l'argon radiogénique soit tout simplement dilué au sein d'un volume de roches plus important. Au contraire dans les faciès plus schisteux, la perméabilité plus faible et la libération d'argon radiogénique plus importante, parce que proportionnelle à la quantité de phyllosilicates, entraînent une richesse plus grande des fluides en argon radiogénique en excès.

Ainsi par analogie avec ce qui s'observe à Valfroide, et par le fait que l'échantillon (82 - 34) se trouve dans la même situation que celui (89MB23) de Valfroide du point de vue des données géologiques (surtout la proximité d'un accident tectonique affectant des terrains plus carbonatés), je peux supposer que de telles quantités aussi faibles d'argon radiogénique en excès sont aussi possibles pour les fluides du secteur de La Paute. On peut donc utiliser cette valeur pour la correction sur l'échantillon (82 - 34), puisqu'on a pas une idée précise de la dispersion exacte de l'argon à l'échelle d'un site. L'âge, de 26,3 Ma, donné par cette correction rejoint ainsi remarquablement celui des échantillons d'Allemont.

Comme pour La Grave Est, les données isotopiques définissent, après correction, un alignement des points avec un âge de 26,4 Ma (déduit de la pente de la droite), comparable à la moyenne des âges ponctuels corrigés et une ordonnée qui correspond à l'origine (0,0) du diagramme isotopique (fig. 71).



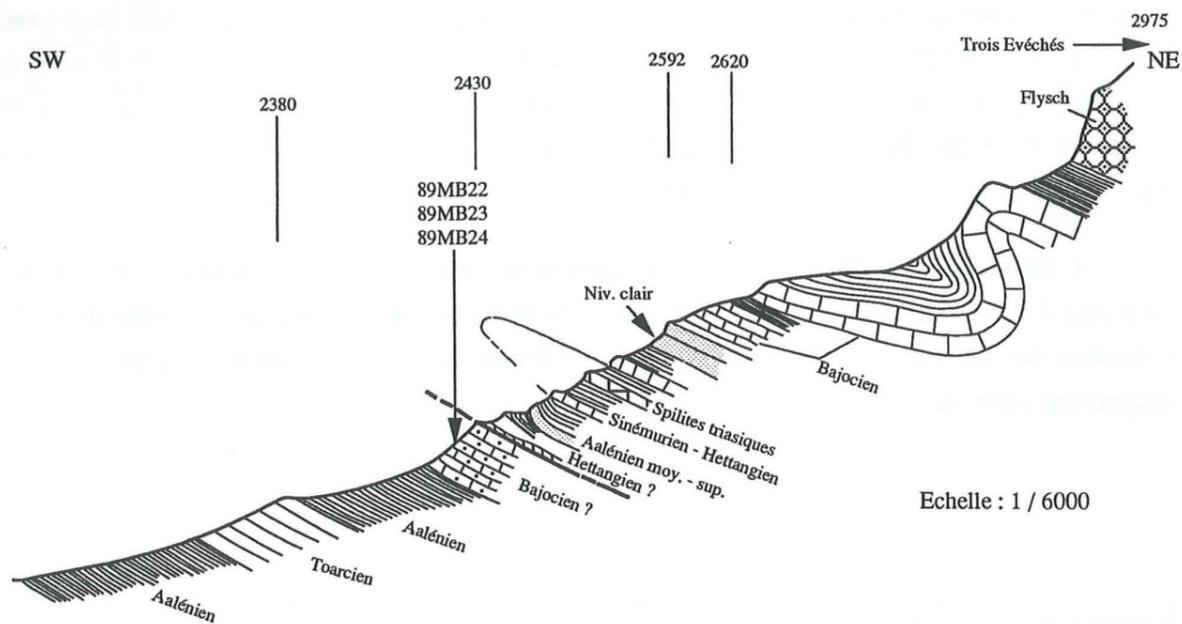


Fig. 70 - Situation géologique détaillée du site étudié : coupe suivant l'arête du Puy Golèfre (d'après Barfety, 1985).

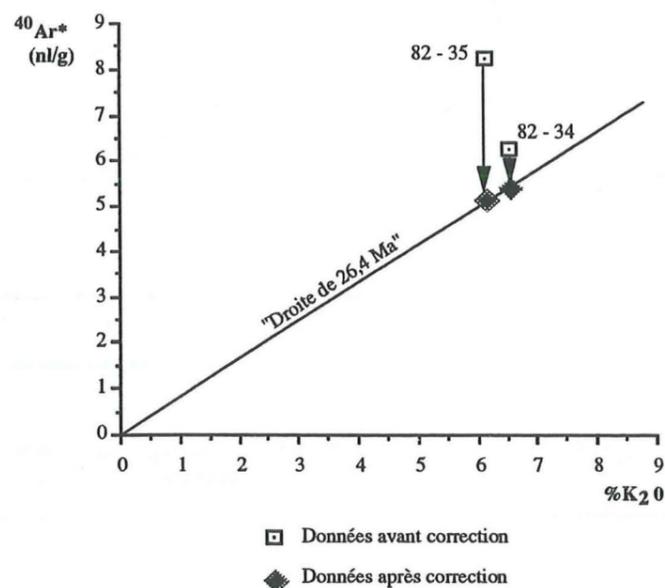


Fig. 71 - Comportement isotopique des échantillons de La Paute

b) Données de correction des échantillons de l'Ouest La Grave

A l'ouest de La Grave, contrairement à l'affleurement de La Paute, je ne dispose pas de données géologiques précises me permettant de fixer "l'âge vrai" afin de déterminer la valeur de correction. Mais, l'utilisation simultanée du critère d'homogénéité des âges et du diagramme isotopique construit après correction (cf. sites précités) va me permettre de mieux apprécier le résultat de l'opération sur chaque échantillon. Ainsi, je constate d'après les résultats du tableau 7 (N° du secteur étudié III), que la meilleure correction correspond à une valeur égale à 2,92 nl/g pour les échantillons (82 - 21 et 82 - 23), et 1,9 nl/g d'⁴⁰Ar pour l'échantillon (82 - 22). En effet, les âges après correction (25,8; 24,4; 25,4 Ma) sont comparables aux erreurs analytiques près. De plus, le diagramme isotopique (fig.72) montre que les données des points (après correction) se placent grossièrement sur une droite de régression dont les caractéristiques sont celles d'une droite isochrone : un coefficient de régression supérieur à 0,99 et un âge apparent égal à la moyenne des âges ponctuels corrigés. Ceci me permet donc de considérer, en attente de nouvelles données, l'âge autour de 25 Ma comme celui de l'événement géologique ayant affecté ces formations de l'Ouest La Grave.

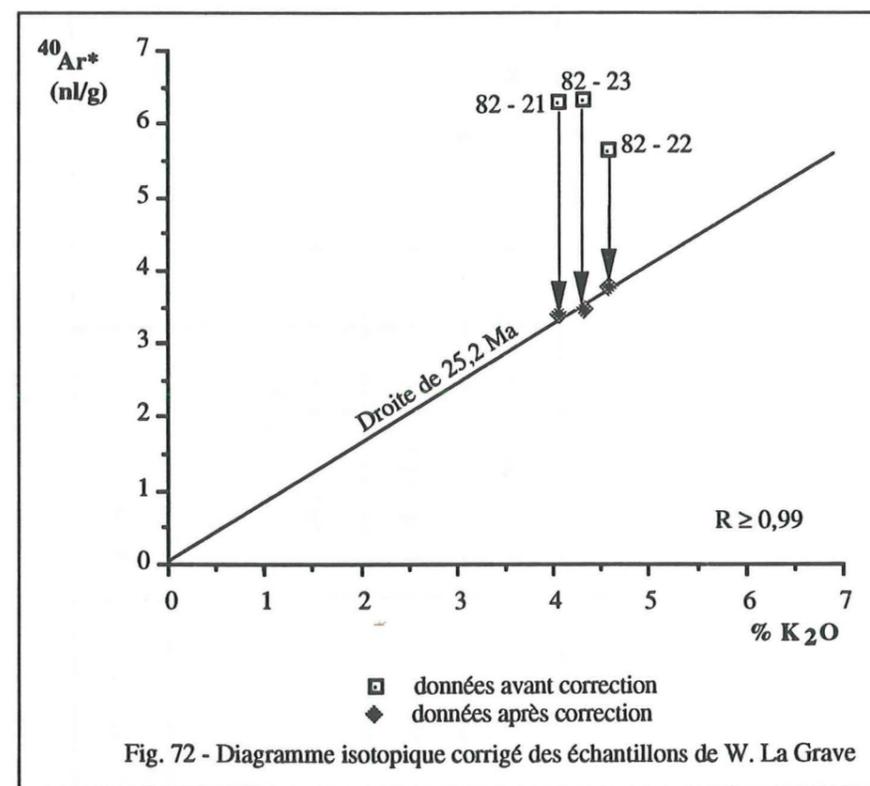


Fig. 72 - Diagramme isotopique corrigé des échantillons de W. La Grave

Toutes les valeurs de correction nécessaires pour chaque échantillon et les âges calculés après correction de l'excès d'argon 40 radiogénique sont présentés dans le tableau 8.

Tableau 8 : Données de correction nécessaires

N° du Secteur étudié	N° Echantillon	Localisation	% K ₂ O	⁴⁰ Ar* (nl/g) : Phyllosilicates	Ages (en Ma) : non corrigés	⁴⁰ Ar* (nl/g) : Quartz	⁴⁰ Ar* corrigé : ⁴⁰ Ar(Phy.) - ⁴⁰ Ar(Q)	Ages corrigés (en Ma)
II	82 - 34	La Paute	6,49	6,34	30,0 ± 1,6	0,80	5,54	26,3
II	82 - 35	La Paute	6,08	8,31	41,9 ± 2,2	3,04	5,27	26,6
IV	82 - 17	E. La Grave	4,75	6,98	45,0 ± 2,5	3,33	3,65	23,6
IV	82 - 18	E. La Grave	4,09	6,44	48,1 ± 2,5	3,33	3,11	23,4
III	82 - 21	W. La Grave	4,06	6,32	47,6 ± 2,9	2,92	3,40	25,8
III	82 - 23	W. La Grave	4,31	6,34	45,1 ± 2,8	2,92	3,42	24,4
III	82 - 22	W. La Grave	4,58	5,68	38,0 ± 2,3	1,9	3,78	25,4

V - DISCUSSION

La discussion sur la signification possible des âges calculés après correction d'⁴⁰Ar radiogénique en excès peut être abordée de deux manières.

- Ces âges sont ceux de cristallisation (ou de néoformation), auquel cas ils représentent des âges du métamorphisme associé à la déformation principale dans les Alpes Occidentales Françaises (au moins pour la région étudiée).

- Ces âges sont des âges de refroidissement, ils seront donc considérés dans ce cas comme des âges de la réaimantation post métamorphique des faciès de la couverture dauphinoise.

L'interprétation des données géochronologiques des échantillons du SW d'Allemont couplée avec celle des données paléomagnétiques de Ménard et Rochette (1992), Rochette et al. (1992), permet de proposer une réponse à ce sujet. La droite d'âge de cristallisation ou de métamorphisme alpin (et donc âge de la déformation principale ou synchisteuse, déformation associée au chevauchement pennique frontal, cf. modèle de Ménard, 1988; fig. 6b) et les âges ponctuels correspondants se situent autour de 26 - 27 Ma environ. Selon cette observation, les âges obtenus après correction et qui sont différents de cet âge de 26 Ma au moins (âges compris entre ~ 25 Ma et 23 Ma respectivement entre l'W. La Grave et l'Est La Grave), correspondent ainsi logiquement à des âges de refroidissement. L'interprétation des séquences de polarités magnétiques principales alternativement normales et inverses selon l'altitude dans la région étudiée, a déjà permis (Rochette et al., 1992; Ménard et Rochette, 1992) de situer un épisode de refroidissement entre 24 et 17 Ma. L'âge entre 25 et 23 Ma trouvé ici (cette étude) serait ainsi celui d'un stade proche de la fin du paroxysme du métamorphisme alpin dans la région, et donc marquant par conséquent le début d'un stade de refroidissement (franchissement de l'isotherme 335°C). Cette discussion n'est pas définitive dans la mesure où je dispose que de très peu de mesures dans l'ensemble de la région. A l'avenir, il faudra chercher à contraindre les âges obtenus par un échantillonnage représentatif, c'est-à-dire renouveler l'opération sur un plus grand nombre de sites, où des phyllosilicates, des quartz seront disponibles ainsi que des données d'autres méthodes géologiques telles que des données magnétiques.

Il importe de faire remarquer que, en dépit de la grande convergence observée des âges corrigés obtenus avec les données, par exemple, du paléomagnétisme, ces âges doivent cependant être utilisés et interprétés avec beaucoup de prudence. Jusqu'à présent le calcul de ces âges n'a été effectué que sur un seul type parmi les deux diagrammes isotopiques fréquemment utilisés (celui ⁴⁰Ar rad - % K₂O de Harper, 1970). Je rappelle que le modèle de correction d'âges mis en oeuvre part du principe qu'en retranchant une concentration X d'argon 40 radiogénique des quartz d'une

autre concentration d'argon du même type mesurée dans les phyllosilicates, on peut espérer supprimer l'argon 40 radiogénique en excès mis en évidence (c'est-à-dire l'argon 40 radiogénique autre que celui issu in-situ, dans la roche, par transmutation naturelle du potassium 40). Une fois cet argon écarté, l'âge calculé par la suite serait beaucoup plus près de la réalité (c'est-à-dire âge égal ou voisin de l'âge réel recherché). Mais pour que ces âges ainsi obtenus puissent être considérés comme acquis, il faut avant tout être sûr qu'on soustrait, de l'argon des phyllosilicates, un argon radiogénique de même composition isotopique que celui qui a été piégé par les quartz. Ce point est sans doute celui qui mérite d'être maintenant discuté, car, selon les cas, différentes interprétations des diagrammes (et par conséquent des résultats obtenus) sont possibles.

La condition nécessaire pour que l'argon dans les quartz et dans les phyllosilicates soit considéré de même composition isotopique est de vérifier que, dans un diagramme ($^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$, d'après Mac Dougall et Stipp, 1969; Roddick et Farrar, 1971), les données des points représentatifs des phyllosilicates analysés définissent bien une droite isotopique statistiquement acceptable dont l'ordonnée à l'origine est égale au rapport isotopique de l'argon initial (ou ^{40}Ar piégé) des quartz (cf. par exemple, Villa et Taddeuci, 1991). Dans ces conditions, l'âge déduit de la pente de cette droite sera, en principe, celui des phyllosilicates ou de l'événement recherché.

En règle générale, une telle droite (une isochrone) implique pour les points (et donc échantillons) qui la constituent (Villa, 1992), l'existence uniquement de deux composantes d'argon:

(i) Une première composante qui correspond à de l'argon piégé, et qui peut être ou pas de composition atmosphérique (c'est-à-dire avec un rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ égal ou non égal à 295,5). Elle est donc définie, dans le diagramme, par l'intercept de l'isochrone.

(ii) La deuxième composante (sans doute la plus importante puisque c'est elle qui définit l'âge du minéral ou de la roche) est l'argon potassigénique, c'est-à-dire l' ^{40}Ar radiogénique qui dérive du ^{40}K du minéral.

A partir de là, on comprend bien que le rapport isotopique de l'argon donné par les quartz (qui sont des minéraux exempts de potassium) soit égal à l'intercept de la droite définie par les points des phyllosilicates étudiés. L'intérêt de l'opération provient du fait que, dans ces conditions, cela devrait être plutôt facile de doser ce type d'argon (Ar piégé) dans ce genre de minéraux pour déterminer sa concentration; à condition, et en toute rigueur, que le mélange d'argons isotopiques anormaux piégé par les quartz puisse être déterminé avec précision.

Examinons, par exemple, le cas des échantillons de l'Est de La Grave où, je le rappelle, les phyllosilicates ont été prélevés "au contact" des filons des quartz voisins. Dans le diagramme (fig. 73), les données des points analysés ne montrent pas un alignement caractéristique. Le seul fait en exergue est que, si on essaie de relier le point de composition isotopique mesuré sur les quartz avec

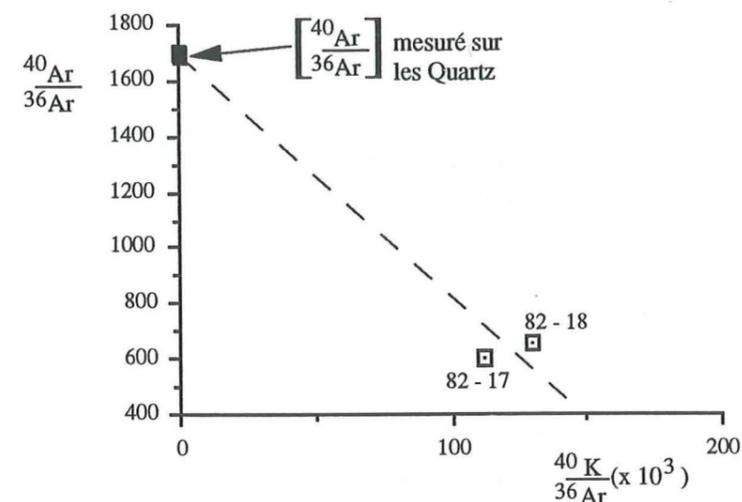


Fig. 73 - Diagramme "isotopique" des échantillons de l'Est de La Grave. "La droite" de corrélation reliant les quartz aux phyllosilicates a une pente négative. L'âge calculé (fonction de la pente) sera par conséquent négatif, ce qui est évidemment impossible. Ceci indique que l'argon piégé par les quartz n'a pas la même composition que l'argon retenu dans les phyllosilicates voisins.

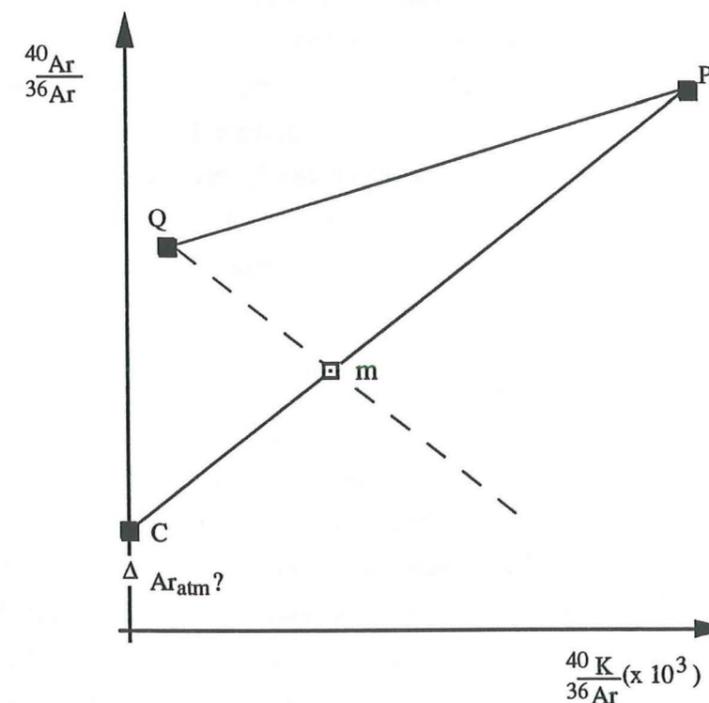


Fig. 74 - Schéma interprétatif du fonctionnement isotopique de la figure 70. Les lettres (en majuscule) représentent les rapports isotopiques des différents argons piégés : Q = dans les quartz, P = dans les phyllosilicates, C = dans la calcite ? Si ces différents argons correspondent à un piégeage dans le réseau cristallin, le point m (mesure effectuée sur la fraction <math> < 2 \mu\text{m}</math>) représente donc un mélange en proportions variables de ces différentes composantes entre les phyllosilicates et la calcite. De ce fait, le trait pointillé Q - m (de pente négative) n'a pas de signification isotopique.

chacun des points de phyllosilicates voisins, il se dessine "une droite" dont la pente est négative. Corrélativement, ceci correspond à un âge négatif; ce qui est bien sûr inattendu et inacceptable. D'après cette observation et selon le principe précédemment défini, on peut suggérer que l'argon emprisonné dans les inclusions fluides de quartz et dans les phyllosilicates n'a pas la même composition isotopique. Il existerait donc, et de manière significative dans ce site, au moins deux compositions isotopiques de l'argon piégé par les quartz, et par les phyllosilicates au cours de leur croissance ou de leur cristallisation. Le fait qu'on ait, à l'Est de La Grave, au moins deux compositions différentes d'argon peut traduire la possibilité que la composition isotopique des fluides de cristallisation a dû varier, sans doute, au cours des temps. Par conséquent, les âges K - Ar conventionnels sur phyllosilicates ne peuvent donc pas être corrigés par une concentration qui est, sans ambiguïté d'après ces observations ci-dessus faites, celle d'un argon de composition différente. Cependant, il se trouve que la composition isotopique de l'argon piégé par les quartz est systématiquement plus haute (> 1600) que celle de l'argon sur les phyllosilicates (~ 600). Ceci suppose peut être que soit l'argon de composition isotopique la plus basse, soit celui de composition la plus haute n'a pas pu être mis en évidence respectivement dans les quartz et dans les phyllosilicates. Je constate en effet, au vu des données (du tableau 6), que la diffractométrie des rayons X révèle la présence de la calcite (au sein des fractions phyllosilicatées analysées) parmi les minéraux accessoires. Cette présence de la calcite (ou, d'une manière générale, des carbonates) aurait pour conséquence la dilution de l'argon des phyllosilicates (M. G. Bonhomme, comm. orale, 1993), qui fait qu'on assiste à une décroissance du rapport isotopique de ces derniers. La composition de l'argon sur les phyllosilicates "purs" devrait donc correspondre à un rapport isotopique beaucoup plus grand, supérieur à la valeur de 600 environ donnée par la mesure, sans la présence de la calcite. Autrement dit, ce rapport (~ 600) correspondrait, en proportions variables, à la composition isotopique de l'argon constitué d'un mélange entre différentes composantes piégées et radiogénique (fig. 74).

On peut constater, d'après ce diagramme de la figure 74, que l'une des possibilités de vérifier cette hypothèse est de procéder au traitement de la fraction fine analysée afin d'éliminer l'influence de l'apparition de la calcite sur le dosage de l'argon ^{40}Ar radiogénique dans les phyllosilicates. A partir de là, on devrait en principe avoir dans un tel diagramme isotopique, une droite avec une pente positive entre les données des points des quartz et des phyllosilicates. Si l'argon de composition donnée par les quartz est bien celui qui correspond à de l'argon en excès (c'est-à-dire autre que l' ^{40}Ar issu du ^{40}K) dans les phyllosilicates, le rapport ($^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$) de ces quartz sera donc être égal à l'ordonnée de la droite des points des phyllosilicates. Ceci, à condition que l'argon dans les quartz représente essentiellement de l'argon piégé (c'est-à-dire la composition isotopique de l'Ar initial non radiogénique) et pas celui constitué d'un mélange de ses différentes composantes possibles dans le réseau cristallin (Villa, 1992).

D'autre part, une fois l'homogénéité de la composition vérifiée, il peut se poser en plus le problème de la concentration de l' $^{40}\text{Ar}^*$ que je soustrais des phyllosilicates. Le problème est que dans les quartz, la concentration de l'argon dont on aura, au préalable, précisé la composition est donnée par le nombre sans doute très important d'inclusions fluides que peuvent contenir les quartz dans des grains de 315 - 400 μm (fraction granulométrique analysée). Dans le cas des fractions phyllosilicatées, dont la taille est $\leq 2 \mu\text{m}$, il n'est pas tout à fait sûr qu'elles renferment un nombre aussi élevé d'inclusions fluides que les fractions 315 - 400 μm des quartz. Cependant, elles pourraient en contenir quelques unes, mais de très petites tailles (par exemple, des inclusions submicroscopiques ou inférieures à 2 μm). Ainsi, on peut donc se demander si ce nombre peu élevé d'inclusions fluides dans les phyllosilicates donnerait une même concentration d'argon en excès que celle donnée par les phases fluides prisonnières des inclusions ou du réseau cristallin des quartz étudiés. La réponse à ce sujet peut être apportée de deux façons :

- Soit on considère, tout simplement, que l'argon en excès dans les fractions phyllosilicatées est contenu dans les réseaux (par exemple dans les fluides emprisonnés) et non uniquement dans les quelques inclusions de tailles $\leq 2 \mu\text{m}$ que peuvent en contenir ces fractions.

- Soit on décide de le vérifier, en effectuant une analyse des gaz qui sortent des inclusions fluides au cours du dégazage par paliers (comme pour la méthode $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$, cf. Maluski, 1985; Villa, 1992 pour les détails sur les procédures analytiques). L'argon est libéré au cours de la décrépitation des inclusions principalement entre 200 et 400°C (Zimmermann, 1971), ou entre 400 et 600°C (Frezza et Villa, 1993). Souvent, cette libération se poursuit en faibles quantités à des températures élevées (supérieures à 600°C). En règle générale, c'est l'argon des inclusions de tailles $> 2 \mu\text{m}$ qui est expulsé dans les premières fractions de températures de chauffage. Les inclusions de très petites tailles ($< 2 \mu\text{m}$), se trouvant probablement enfermées dans une masse de cristal assez importante, vont certainement libérer (en même temps que les fluides emprisonnés) leur argon tardivement (c'est-à-dire dans les derniers paliers de chauffage). Il peut être ainsi possible de doser approximativement l'argon qui sort de chaque "type" d'inclusions, ou de chaque localisation probable dans un minéral.

Les données du tableau (9) correspondent aux résultats de l'analyse K - Ar du dégazage par paliers de températures définis. Cette analyse à été effectuée sur l'un des quartz (89MB11) prélevés à l'Est de La Grave. L'analyse traditionnelle K - Ar avait permis d'obtenir sur cet échantillon un rapport isotopique $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ de "l'argon piégé" voisin de 1700 (voir données du tableau 3).

Tableau 9 : Données de l'analyse du dégazage par paliers de température sur les quartz.

Echantillon: 89MB11; Localisation: La Grave Est; % K ₂ O: 0,00639; $\lambda^{40}\text{K}_{\beta^-}$: $4,962 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$; $\lambda^{40}\text{K}_{\epsilon}$: $0,581 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$						
T(°C)	$^{40}\text{Ar}_{\text{tot}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (nl/g)	$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$ ($\times 10^3$)	t (Ma $\pm 1\sigma$)	
200	9,47	0,017	326,5	0,0065	80,5 \pm 40,3	
300	53,73	0,241	638,8	0,0051	901 \pm 50	
400	77,40	0,606	1307,7	0,0059	1744 \pm 45	
500	79,89	0,637	1469,4	0,0065	1801 \pm 46	
t > 500 (fusion totale)	37,65	2,490	474	0,00025	3681 \pm 80	

La courbe du diagramme (fig.75) représente en quelque sorte la dérivée de la courbe qui donne, au cours de l'analyse K - Ar, la pression des gaz libérés en fonction de la température. Elle permet de déduire assez précisément la température pour laquelle le taux de décrépitation des inclusions fluides est maximum, et par conséquent de distinguer l'argon libéré des inclusions fluides (de taille > 2 μm) de celui qui sort des fluides emprisonnés par le réseau cristallin. Ainsi, d'après ce diagramme, on peut considérer que la contribution des inclusions fluides en argon détecté dans les minéraux est bien limitée en température, puisque leur décrépitation se termine pratiquement aux environs de 600°C. En revanche, la libération de l'argon radiogénique ne prend fin qu'après fusion complète de l'échantillon. Ceci permet de supposer que la contribution au stock d'argon détecté, par les fluides enfermés dans le réseau cristallin, est certainement non négligeable si l'on tient compte non seulement des compositions isotopiques observées mais aussi des concentrations.

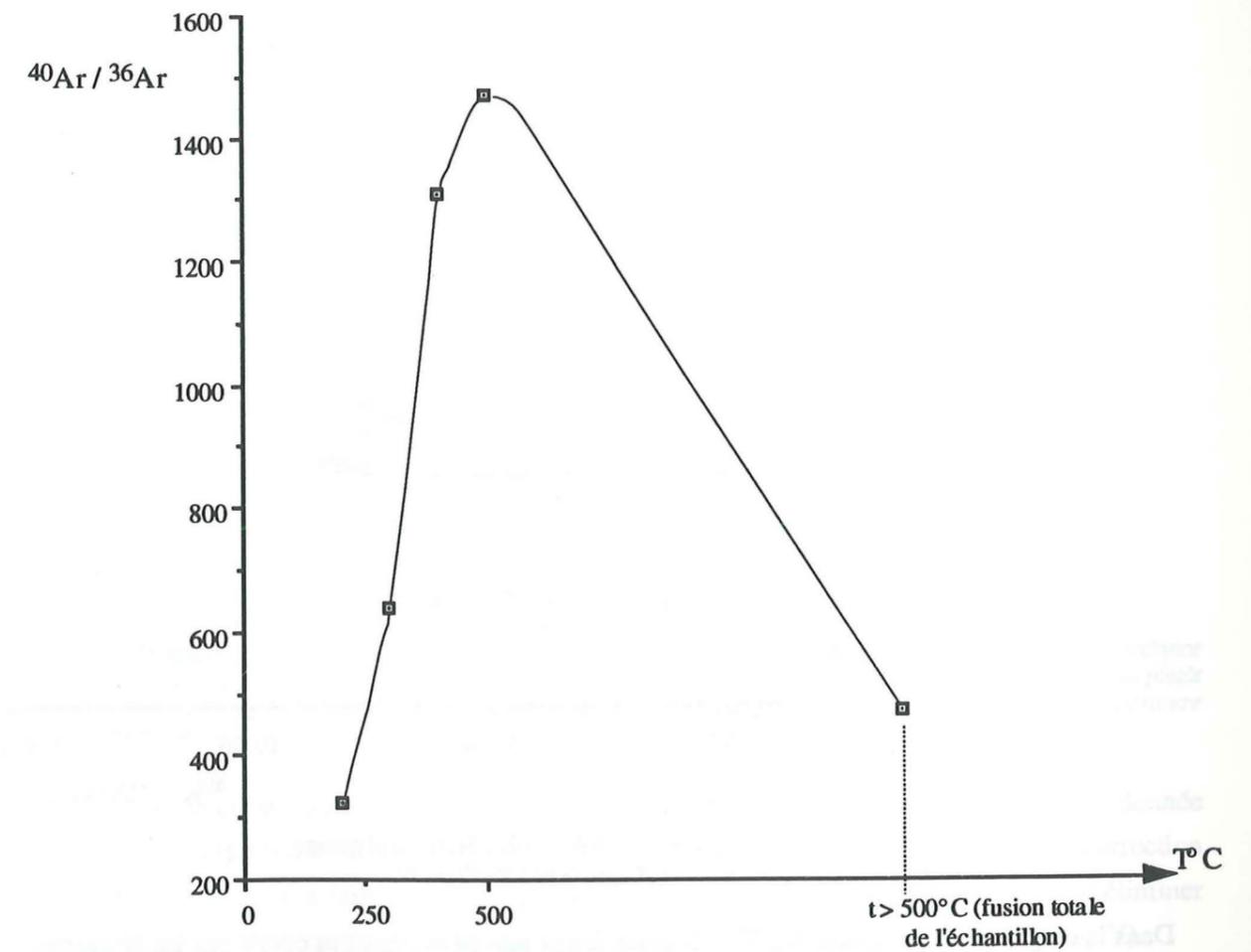


Fig. 75 - Libération de l'argon dans les quartz au cours du dégazage par paliers de température de chauffage.

Les "âges" par paliers calculés (tableau 9) sont tous largement supérieurs à l'âge supposé du métamorphisme des séries étudiées : ~ 26 Ma. Toutefois, ces "âges" sont beaucoup trop élevés dans les derniers paliers de dégazage. Cette observation semble vouloir dire que l'argon en excès dans les minéraux peut être aussi bien dans les inclusions fluides que dans le réseau cristallin lui-même. Le diagramme isochrone ($^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$) des données du dégazage par paliers (fig.76), ne permet pas de déterminer de composition isotopique précise, unique de l'argon piégé par les quartz. En effet, les données des points analysés ne définissent pas d'alignement vraisemblable; mais montrent cependant un "triangle" dont les sommets correspondent à des points de compositions isotopiques "d'argons piégés" suivantes : ~ 327, 474, ~ 1400.

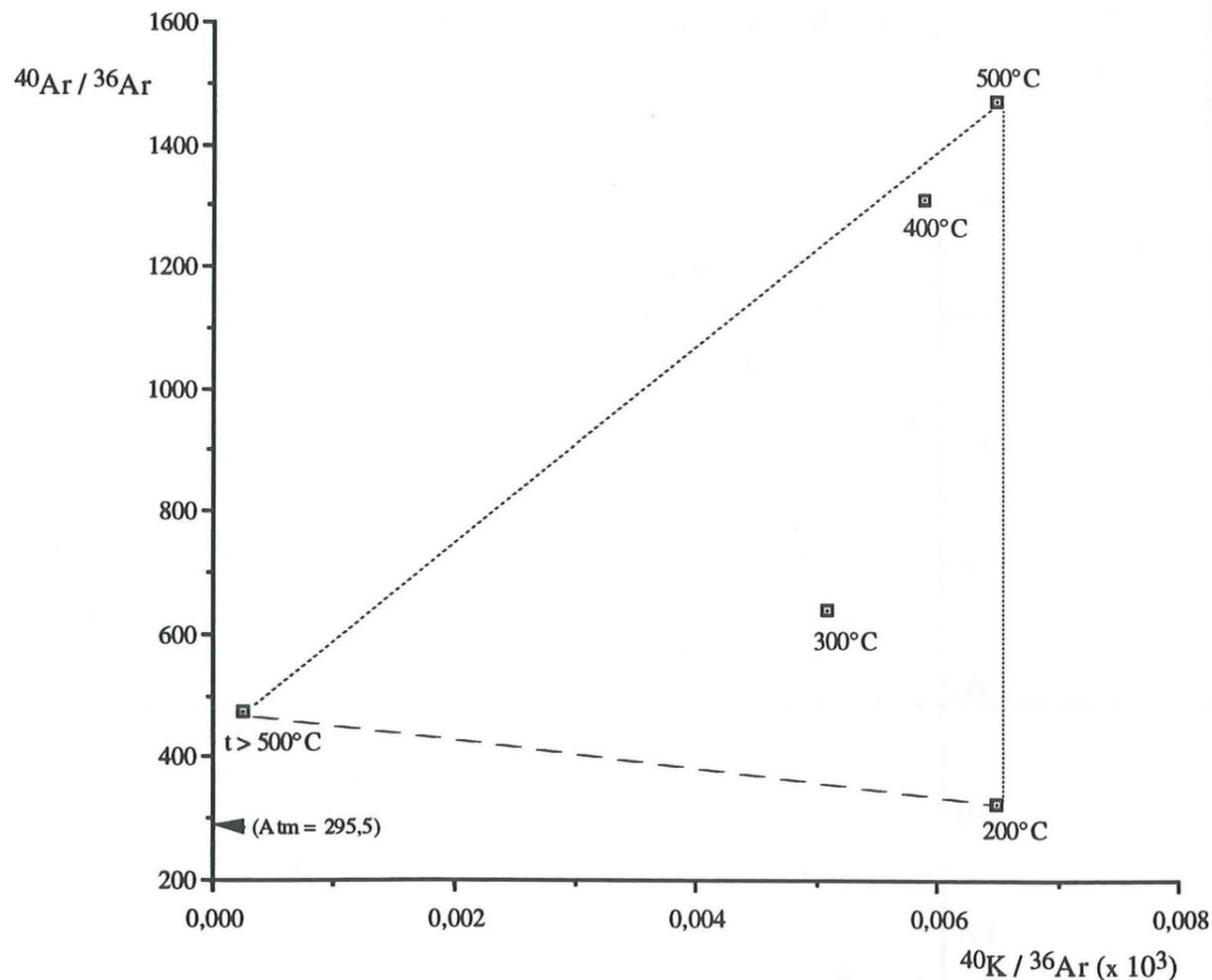


Fig. 76 - Diagramme isotopique $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$ du dégazage de l'argon dans les quartz par paliers de températures

Dans le diagramme isochrone (fig.77), là aussi, les points ne définissent certes pas un alignement strict, mais il semble visible une tendance générale linéaire entre les données du point ($t > 500^\circ\text{C}$) des quartz et les données des phyllosilicates. La régression à travers ces points, de quartz et des phyllosilicates, donne un âge autour de 24 Ma. Cet âge est comparable à celui précédemment

obtenu sur les mêmes échantillons provenant de l'Est de La Grave (23,5 Ma; cf. fig.68). Le fait que le rapport isotopique de l'argon donné par les quartz à $t > 500^\circ\text{C}$ (c'est-à-dire à la fusion totale de l'échantillon) semble correspondre à l'intercept de la meilleure droite de régression possible entre les données des points des phyllosilicates (et dont l'âge déduit de sa pente rejoint d'une façon assez remarquable celui de la correction mise en oeuvre à l'Est de La Grave) permet de suggérer que les phyllosilicates et les quartz ont peut-être, au cours de leur croissance, piégé un même argon radiogénique en excès (argon de même composition dont le rapport isotopique serait voisin de 474). Il s'agirait, dans le cadre de la présente étude, de l'argon des phases fluides métamorphiques enfermées dans le réseau cristallin ou dans les inclusions fluides submicroscopiques des quartz.

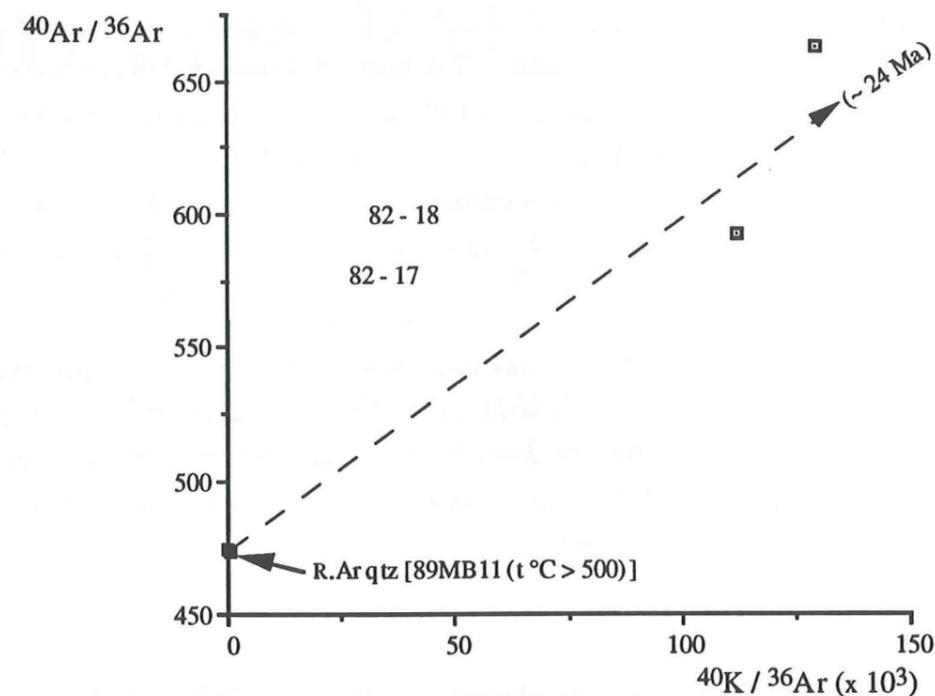


Fig. 77 - Diagramme isochrone des données isotopiques obtenues sur les échantillons de l'Est de La Grave.

Il apparaît, dans ce diagramme, que les points ne montrent pas un alignement strict, mais une tendance linéaire avec un rapport isotopique d'argon initial différent du rapport d'argon atmosphérique. Ce rapport serait plutôt proche ou comparable à celui de l'argon radiogénique piégé par les quartz (R. Ar qtz), libéré à une température relativement élevée ($t > 500^\circ\text{C}$).

Tout ceci est d'autant plus justifié que la concentration d'argon (en nl/g, tableau 9) donnée par ces fluides (à $t > 500^\circ\text{C}$) dans les quartz est la plus élevée et proche de la valeur de correction d'argon en excès qu'il a fallu utiliser pour les phyllosilicates de l'Est de La Grave afin d'éliminer l'excès et par conséquent, de retrouver un "âge significatif" (cf. détails au § IV - 1 du chap.V).

En somme, cette analyse (dégazage par paliers de températures) aurait permis de vérifier que même pour des fractions fines (telles que les fractions phyllosilicatées étudiées dans le présent travail) ne contenant que très peu d'inclusions fluides, de fortes concentrations d'argon

radiogénique dissout dans les phases fluides de croissance (et donc d'argon en excès dans les minéraux) sont possibles. Par conséquent, le fait que cet aspect soit pris en compte afin de pouvoir retrouver, dans ces conditions, un âge géologiquement significatif révèle tout l'intérêt de la méthode de correction d'âges radiochronologiques K - Ar que je propose dans ce travail. Je tiens également à rappeler que d'autres analyses supplémentaires (évoquées plus haut) sont actuellement en cours d'exécution. J'espère que les résultats qui en sortiront vont permettre de bien préciser les possibilités de la méthode et surtout de confirmer sa parfaite légitimité du point de vue principes géochronologiques. C'est donc dans cette attente de nouvelles données que je vais demander aux utilisateurs des données radiochronologiques une certaine prudence dans l'interprétation des âges corrigés obtenus. Ceci est d'autant plus justifié que, par exemple, l'âge corrigé de 23,5 - 24 Ma (cf. figs. 68 et 77) porte d'une part sur un nombre peu important aussi bien de mesures que de sites, et d'autre part il manque les résultats des analyses prévues sur les phyllosilicates (élimination de la calcite des fractions phyllosilicatées, et si possible l'analyse de l'argon par paliers de températures de chauffage). Cependant, il semble que cet âge serait donné aussi bien par le diagramme isochrone proposé par Harper (1970), que par celui de Roddick et Farrar (1971), c'est-à-dire par les deux types de diagrammes isochrones habituellement utilisés. Ceci permet, selon le modèle de Shafiqullah et Damon (1974), de considérer cet âge (de 23,5 - 24 Ma) comme géologiquement significatif.

Selon donc toutes ces observations ci-dessus faites, je retiendrai par exemple, une interprétation alternative qui tendrait à considérer ces âges corrigés comme étant un premier pas important accompli vers la définition assez précise d'un événement géologique alpin : le métamorphisme affectant la couverture dauphinoise interne (il se manifesterait durant l'Oligocène supérieur, plus précisément au Chattien).

VI - CONCLUSION

Les données de l'analyse K - Ar, obtenues sur des quartz de fissures dans les formations métasédimentaires alpines et sur des phyllosilicates contenues dans l'encaissant de ces filons de quartz, interprétées sur des diagrammes isotopiques ont permis de mettre en évidence des excès d'argon radiogénique. Ces excès proviendraient plutôt d'un héritage d'argon radiogénique libéré des minéraux détritiques lors d'une phase de déformation (ou de métamorphisme) plus intense ayant affecté ces terrains, et seraient apportés par les fluides de cristallisation. La correction de cet argon 40 radiogénique en excès dans les phyllosilicates et l'âge K - Ar calculé par la suite, auraient permis (en attente d'autres données précises) de proposer la période allant de 27 Ma environ jusqu'à 23,5 Ma (Chattien) comme étant celle du métamorphisme des séries externes des Alpes françaises.

QUATRIEME PARTIE

REMARQUES - CONCLUSIONS

REMARQUES - CONCLUSIONS

Le but de la présente étude était de préciser les données géochronologiques dans la région Bourg - d'Oisans - Haute Romanche pour essayer de mieux définir (dans l'histoire géologique des Alpes occidentales) l'âge du métamorphisme des séries externes, en effectuant un certain nombre de mesures isotopiques K - Ar sur des quartz associés à la déformation. Plus précisément, l'idée était de voir si la connaissance du rapport $^{40}\text{Ar}^* / ^{40}\text{K}$ du fluide dans les inclusions de ces quartz pouvait donner directement un âge K - Ar fiable.

Les quartz étudiés constituent le matériel de remplissage des fissures tectoniques dans la couverture métasédimentaire des massifs cristallins externes. Les résultats fournis par ce minéral, après analyse K - Ar, ont été très surprenants. Les âges radiochronologiques obtenus, contrairement à ce que l'on attendait, sont tout-à-fait impossibles car plus vieux que l'âge de la Terre! L'analyse a, en effet, montré une grande disproportion entre les quantités d'argon $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénique et du potassium ^{40}K dans les inclusions fluides étudiées (fortes quantités d' $^{40}\text{Ar}^*$ contre traces de ^{40}K présent). Cependant, ces données isotopiques (teneur en argon radiogénique et pourcentage du potassium) se révèlent fondamentales. Car elles ont permis de proposer la présence possible d'argon radiogénique en excès et dissout dans les fluides qui ont accompagné la phase de métamorphisme régional. Le corollaire de cette proposition consiste à supposer que cet argon en excès dans les fluides peut se retrouver dans les minéraux potassiques issus du métamorphisme, sous forme d'inclusions piégées au cours de leur croissance.

L'incohérence interne des datations conventionnelles des phyllosilicates, ainsi que leur incompatibilité avec les résultats des autres méthodes géologiques avaient conduit à estimer la présence d'une quantité variable d'argon radiogénique en excès. Ces excès d'argon $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénique dans les phyllosilicates prélevés dans l'encaissant des fissures à quartz auraient ainsi leur origine dans la phase fluide de croissance. Dès lors, il a paru nécessaire de trouver un moyen permettant de corriger l'influence de ces excès d'argon $^{40}\text{Ar}^*$ sur la valeur de l'âge conventionnel calculé. Ceci afin de prétendre dater correctement l'âge du métamorphisme ou de l'événement recherché. L'opération se justifie pour les raisons suivantes :

- Il est possible de doser (ou de quantifier) de manière fiable l'argon radiogénique en excès dans les fluides par l'étude des inclusions fluides du quartz. Ces inclusions se sont montrées très pauvres en potassium (quelques traces), ce qui a permis de dire que les très fortes teneurs d' $^{40}\text{Ar}^*$

rad. obtenues ne pouvaient provenir que d'une source autre que celle de la transmutation naturelle de ces faibles pourcentages de K mesurés.

- Les conditions de température - pression de formation des quartz, estimées grâce à l'étude microthermométrique des inclusions fluides, sont élevées et correspondent vraisemblablement au pic du métamorphisme ayant affecté les séries sédimentaires (métamorphisme associé à la déformation synchisteuse principale) ou à une période immédiatement postérieure. Du coup, les phyllosilicates dont la formation remonte probablement au paroxysme métamorphique, mais dont la fermeture isotopique est également immédiatement postérieure, forment avec les quartz étudiés un système homogène puisque leur développement s'est fait "à peu près" dans les mêmes conditions de métamorphisme.

- Les âges K - Ar bruts aussi bien dans les quartz que dans les phyllosilicates sont d'une manière générale anormalement élevés, ce qui suppose qu'ils (quartz et phyllosilicates) auraient connu, en première approximation, le même argon en excès (celui dû aux fluides de cristallisation).

A l'issue de la correction ainsi mise en oeuvre (sous réserve d'avoir des informations très précises sur la signification géochimique exacte de l'argon piégé dans les inclusions fluides), les âges corrigés sont dans l'ensemble satisfaisants. Tous les âges K - Ar sur phyllosilicates ont été revus à la baisse. En ce qui concerne l'âge du métamorphisme des séries externes, la confrontation des données obtenues avec les autres données des autres méthodes géologiques a permis de proposer un âge entre 26 et 27 Ma environ comme celui de la culmination métamorphique ou d'un stade proche du refroidissement initial de l'ensemble de la série sédimentaire dans la région étudiée, au moins dans le secteur de Bourg - d'Oisans. Les autres âges K - Ar compris entre ~ 25 et 23 Ma devraient ainsi marquer la fin de cet épisode, et correspondre donc à des âges de refroidissement général de la couverture métasédimentaire à partir de 390°C environ.

Les conclusions que l'on peut tirer de la présente étude concernent particulièrement les perspectives méthodologiques.

Je vais d'abord rappeler, avant le propos final, que pour effectuer une telle opération de correction, le choix de la valeur "dite de correction d'⁴⁰Ar radiogénique en excès" est essentielle. Toute la problématique de cette opération consiste, en effet, à concilier deux démarches contradictoires : obtenir un résultat juste sans faire un choix arbitraire de la correction, tout ceci sans tenir compte des résultats des autres techniques géologiques. Or, il a été constaté tout au long de cette étude que de sérieuses difficultés peuvent être rencontrées au sujet de ce choix, surtout quand les éléments du système considéré (ici quartz et phyllosilicates) ne proviennent pas du même endroit (comme c'est le cas de l'affleurement de La Paute, et aussi de l'Ouest de La Grave). Par contre, lorsque quartz et phyllosilicates viennent d'un même affleurement (donc voisins les uns

des autres, cas des échantillons de l'Est de La Grave), la valeur de correction est relativement facile à trouver; à condition que la dispersion de l'argon en excès, sur l'ensemble de l'affleurement, soit homogène. Ceci n'est qu'une indication (compte tenu du faible nombre de mesures réalisées dans ces conditions) en attendant de nouvelles mesures en cours. Le travail en cours d'exécution propose la même application pour le suivi "fin" de l'histoire du métamorphisme, et de l'histoire du refroidissement de la couverture sur plusieurs sites de la région étudiée pour lesquels on disposera, par exemple, en plus des données isotopiques sur les quartz et sur les argiles, des données paléomagnétiques. Ceci implique que l'échantillonnage soit effectué de manière à ne prélever que les faciès du Lias (calcaires et schistes) qui sont les seuls (par opposition aux schistes silico-alumineux de l'Aalénien) à pouvoir être réaimantés et donc exploitables (pour le paléomagnétisme).

Enfin, le principal apport de ce travail est d'avoir montré que l'utilisation de la méthode K - Ar (conjointement sur minéraux non potassiques stables à des températures géologiques normales, susceptibles de contenir de l'⁴⁰Ar radiogénique, et sur minéraux potassiques datables par une telle méthode radiochronologique) peut être considérée comme un atout ou un axe important d'investigation vers la définition d'un procédé fiable de correction d'âges K - Ar dus à des excès d'argon radiogénique dans les milieux fluides de cristallisation.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

- APRAHAMIAN, J. (1974). - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géol. Alpine*, 50, 5 - 15.
- ASTON, F. W. (1921). - The mass spectra of alkali metals. *Phil. Mag.*, ser. 6, 42, 436 - 441.
- ASTON, F. W. (1923). - Atomic weights and isotopes. *Smithsonian Inst. Rept. for 1921*, Pub. 2679, 181 - 196.
- BAILEY, S. W. (1949). - Liquid inclusions in granite thermometry. *J. Geol.*, 54, 304.
- BAILEY, S. W., & CAMERON, E. N. (1951). - Temperatures of minerals formation in bottom-run lead-zinc deposits of the upper Mississippi Valley, as indicated by liquid inclusions. *Econ. Geol.*, 46, 626 - 651.
- BARBIER, R. (1948). - La zone ultradauphinoise et subriannonnaise entre l'Arc et ses Aiguilles. *Mém. Serv. Carte. Géol. Fr.*, 291 p.
- BARFETY, J. C. (1985) - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhone, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge Nord téthysienne. Thèse de Doctorat d'Etat, U.S.M.G.- Grenoble, 370 p.
- BARFETY, J. C., AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., GIDON, M., PECHER, A., ROUX, M., & BOURSEAU, J. P. (1986). - Les terrains sédimentaires du Mont-Pelvoux (zone dauphinoise, Alpes occidentales françaises) : nature, âge et implications paléostratigraphiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, Ser. II, n° 6, 491 - 494.
- BARFETY, J. C., & GIDON, M. (1982). - Conséquences paléotectoniques de la découverte de l'âge jurassique supérieur d'une partie de la couverture ouest du massif du Pelvoux. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, Ser. II, 1013 - 1016.
- BARFETY, J. C., & GIDON, M. (1983). - La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. *Géol. Alpine*, t. 59, 5 - 32.
- BARFETY, J. C., & GIDON, M. (1984). - Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile : Le Lias du versant est du massif du Taillefer (Zone dauphinoise, Alpes occidentales). *Revue de géologie dynamique et de géographie physique, Paris*, 25, Fasc. 4, 267 - 276.
- BARFETY, J. C., & GIDON, M. (1990). - La tectonique alpine du massif cristallin du Taillefer (Alpes occidentales françaises) : découverte de chevauchements vers le Nord. *Géol. Alpine*, t. 66, 1 - 9.
- BARFETY, J. C., GIDON, M., LEMOINE, M., & MOUTERDE, R. (1979). - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, Ser. D, 1207 - 1210.
- BAS, T. (1985) - Caractéristiques du rifting liasique dans un secteur d'une marge passive de la Téthys : le haut - fond de La Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales). Thèse de Doctorat de 3^{ème} Cycle, U.S.M.G. - Grenoble I, 193 p.
- BECKINSALE, R. D., & GALE, N. H. (1969). - A reappraisal of the decay constants and branching ratio of ⁴⁰K. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 6, 4, 289 - 294.
- BERNARD, D. (1978) - Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux. Doct. de 3^{ème} Cycle, U.S.M.G. - Grenoble I, 132 p.
- BERNARD, D., GRATIER, J. P., & PECHER, A. (1977). - Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, Fasc. 5, 284 - 288.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J., & LE PICHON, X. (1976). - La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, 71, 811 - 822.

- BILAL, A. (1976) - Les inclusions fluides dans les enclaves des basaltes de Bournac (Massif Central français). Implications sur les structures de la croûte continentale. Thèse de 3^{ème} Cycle, Nancy I.
- BILAL, A., & TOURET, J. (1976). - Les inclusions fluides des enclaves catazonales de Bournac (Massif Central). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, 134 - 139.
- BOCQUET, J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âges alpin dans les Alpes françaises. Doct. d'Etat, Grenoble I, 489 p.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J., & KRUMMENACHER, D. (1974). - K-Ar and Rb-Sr dating of blues amphibolites, micas, and associated minerals from the western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, n° 1, 7 - 26.
- BODNAR, R. J., & BEANE, R. E. (1980). - Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid. Characteristics during vein filling in preore cover. Overlying deeply buried porphyry copper. Type mineralization at Red Mountain-Arizona. *Econ. Geol.*, 75, 876 - 893.
- BONHOMME, M. G., APRAHAMIAN, J., CABY, R., MISUZAKI, A. M. P., & FILHO, A. T. (1988). - Three examples of radiogenic argon excess in diagenetic, anchimetamorphic and high-pressure metamorphic environments (Abstracts). In International conference "Geochemical Evolution of the Continental Crust", Poços de Caldas, Brazil, 175 - 185.
- BONHOMME, M. G., SALIOT, P., & PINAULT, Y. (1980). - Interpretation of Potassium - Argon Isotopic Data Related to metamorphic Events in South-Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60, 81 - 98.
- BONHOMME, M. G., VIVIER, G., SIVADON, F., VITTOZ, P., NZIENGUI, J. J., & DOS SANTOS, R. P. (1993). - Méthode de Datation Potassium - Argon : Appareillage et Technique. Notes techniques du Laboratoire de Géologie Alpine - Institut Dolomieu (à paraître).
- BORDET, P. (1961). - Sur la géologie du massif de Belledonne (sensu stricto), Isère. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 252, 434 - 437.
- BORNUAT, M. (1962). - Etude de la couverture sédimentaire de la bordure Sud-Ouest du massif des Grandes-Rousses au Nord de Bourg-d'Oisans (Isère). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble. Fr.*, 38, 147 - 203.
- BOUDON, J., GAMOND, J. F., GRATIER, J. P., DEPARDON, J. P., GAY, M., RULHAND, M., & VIALON, P. (1976). - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E - W par glissement et étirement dans un système de compression global N - S ? *Eclogae. Geol. Helv.*, 69, 2, 509 - 519.
- BOWERS, T. S., & HELGESON, H. C. (1983). - Calculations of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O - CO₂ - NaCl on phase relations in geological system : Equation of state for H₂O - CO₂ - NaCl fluids at high temperatures and pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1247 - 1275.
- BURGESS, R., KELLEY, S. P., PARSONS, I., WALKER, F. D. L., & WORDEN, R. H. (1992). - ⁴⁰Ar - ³⁹Ar analysis of perthite microtextures and fluid inclusions in alkali feldspars from the Klokken syenite, South Greenland. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 109, 147 - 167.
- BURRUS, R. C. (1981). - Analysis of phase equilibria in C.O.H.S. fluid inclusions. In Hollister, L. S. & Crawford, M. L. (Eds.), Short course in fluid inclusions : Applications to petrology. *Min. Ass. of Canada*. 39 - 74.
- CANTAGREL, J. M. (1972) - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Thèse d'Etat, Clermont - Ferrand, 282 p.
- CARME, F. (1971). - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne - Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, ser. D, 1771 - 1774.
- CHAIGNEAU, M. (1967). - Sur la relation entre l'aspect enfumé des quartz et leur teneur en hydrocarbures. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 265, 1444 - 1447.
- COLLINS, P. L. F. (1979). - Gaz hydrates in CO₂ - bearing fluid inclusions and the use of data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, 75, 1435 - 1444.

- COX, A., & DALRYMPLE, G. B. (1967). - Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium - argon dating. *J. Geophys. Res.*, 72, 10, 2603 - 2614.
- DALRYMPLE, G. B., & LANPHERE, M. A. (1969). - Potassium - Argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology. Freeman W. H. and Compagny ed. San Francisco, 258 p.
- DEBELMAS, J. (1974). - Géologie de la France : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant - pays. Paris, doin éd., 544 p.
- DEBELMAS, J., & KERCKHOVE, C. (1980). - Les Alpes franco - italiennes. *Géol. Alpine*, 56, 21 - 58.
- DEICHA, G. (1955). - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Signification dans la genèse des gites minéraux et des roches. Masson éd., 126 p.
- 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. Doct. de Spécialité, Grenoble I, 227 p.
- DEWEY, J. F., PITMANN, W. C. I., RYAN, W. B. F., & BONNIN, J. (1973). - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137 - 3180.
- DHAMELINCOURT, P. (1979) - Etude et réalisation d'une microsonde moléculaire à effet Raman. Quelques domaines d'application. Thèse d'Etat, Univ. de Lille.
- DHAMELINCOURT, P., BENY, J. M., DUBESSY, J., & POTY, B. (1979). - Analyse d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effet Raman. *Bull. Mineral.*, 102, 600 - 610.
- DONVILLE, B. (1973) - Géochronologie potassium - argon. Apports technologiques et méthodologiques pour les âges récents. Doct. ès Sci., Toulouse, 303 p.
- DUBESSY, J., THIERY, R., & CANALS, M. (1992). - Modelling of phase equilibria involving mixed gas clathrates : Application to the determination of molar volume of the vapour phase and salinity of the aqueous solution in fluid inclusions. *Eur. J. Mineral.*, 4, 873 - 884.
- DUMONT, T. (1988). - Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European foreland; initiation of the Tethyan rifting. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, t. IV, n° 4, 601 - 611.
- EADINGTON, P. J., & WILKINS, R. W. T. (1980). - The origin, interpretation and chemical analysis of fluid inclusions in minerals. Tech. Comm. N° 69, Inst. of Earth Res., CSIRO, North Ryde, Australia.
- FAURE, G. (1977). - Principles of Isotope Geology. Wiley, J. ed.
- FREAS, D. H. (1961). - Temperatures of mineralization by liquid inclusions, Cave in Rock fluospar district, Illinois. *Econ. Geol.*, 56, 542 - 586.
- FREY, M., HUNZIKER, J., FRANK, J. C., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., & JÄGER, E. (1974). - Alpine metamorphism of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 247 - 290.
- FREZZOTTI, C. G. M. L., & VILLA, I. M. (1993). - Ar isotopes in fluid inclusions in a zoned quartz from Pulchiana leucogranite (Sardinia). Abstract, of European Union of Geosciences (EUG VII), 4 - 8 April 1993, Strasbourg.
- GARNER, E. L., MURPHY, T. J., GRAMLICH, J. W., PAULSEN, P. J., & BARNES, I. L. (1976). - Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. *J. Res. U. S. Natl. Bur. Stand.*, Sect. A, 79 A, 713 - 725.
- GEHRIG, M. (1980) - Phasengleichgewichte und PVT-daten-ternärer mischungen aus wasser, kohlendioide und natriumchlorid bis 3 kbars und 550°C. Thesis, Institut of Physical Chemistry, Karlsruhe.
- GIDON, M. (1974). - L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 278, 21 - 24.
- GIDON, M. (1979). - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, ser. D, 803 - 806.

- GIDON, M., PAIRIS, J. L., & APRAHAMIAN, J. (1976). - Le linéament d'Aspres-les-Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 282, ser. D, 2829 - 2832.
- GILLCRIST, R., COWARD, M., & MUGNIER, J. L. (1987). - Structural inversion and its control : examples from the Alpine foreland and the french Alps. *Geodinamica Acta*, 1, 1, 5-34.
- GOGUEL, J. (1963). - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 5 (7), 20 - 30.
- GRACIANSKY DE, P., BOURBON, M., CHENET, P. Y., CHARPAL DE, D., & LEMOINE, M. (1979). - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes Occidentales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XXI, 663 - 674.
- GRAND, T. (1987) - Exemple de structures en extension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine Téthysien (Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises et Troodos, Chypre). Thèse de Doctorat d'Université, U.J.F. - Grenoble I, 244 p.
- GRAND, T. (1988). - Mesozoic extensional inherited structures on the European margin of the Ligurian Tethys. The example of the Bourg d'Oisans half-graben, western Alps. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, t. IV, n° 4, 613 - 621.
- GRANT, N. T., BANKS, D. A., McCAIG, A. M., & YARDLEY, B. W. D. (1990). - Chemistry, Source, and Behavior of fluids Involved in Alpine Thrusting of the Central Pyrenees. *J. Geophys. Res.*, 95, 9123 - 9131.
- GRATIER, J. P. (1982). - Approche expérimentale et naturelle de la déformation des roches par dissolution - cristallisation, avec transfert de matière. *Bull. Mineral.*, 105, 291 - 300.
- GRATIER, J. P. (1984) - La déformation des roches par dissolution - cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse de Doctorat d'Etat, U.S.M.G. - Grenoble, 315 p.
- GRATIER, J. P., & JENATTON, L. (1984). - Deformation by solution - deposition, and re-equilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress. *J. Struct. Geol.*, 6, n°1/2, 189 - 200.
- GRATIER, J. P., LEJEUNE, B., & VERGNE, J. L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Doct. de 3^{ème} cycle, Grenoble I, 289 p.
- GRATIER, J. P., & VIALON, P. (1980). - Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, 65, 151 - 180.
- HAAS, J. L. J. (1976). - Physical and Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O and NaCl component in boiling NaCl solutions. *Geol. Surv. Bull.*, 1241a (73 p) and 1241b (73 p).
- HARPER, C. T. (1970). - Graphical solutions to the problem of ⁴⁰Ar loss from metamorphic minerals. *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 1, 119-140.
- HILBERT, R. (1979). - PVT Daten von Wasser und Wässerigen Natriumchlorid-Lösungen bis 873, 400 bar und 25 Gewichtsprozent NaCl. Hochschulverlag Freiburg.
- HOLLISTER, L. S., & CRAWFORD, M. L. (1981). - Short course in fluid inclusions. Applications to petrology. Calgary ed. *Min. Ass. of Canada.*, 304 p.
- HULEN, J. B., BERESKIN, S. R., & BORTZ, L. C. (1990). - High temperature hydrothermal origin for fractured carbonate reservoirs in the Blackburn oil field, Nevada. *A. A. P. G. Bull.*, 74, n° 8, 1262 - 1272.
- HUNZIKER, J. C. (1974) - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. *Mémoire de l'Institut de Géologie et de Minéralogie de l'Université de Padova*, 31, 54 p.

- INGERSON, E. (1947). - Liquid inclusions in geologic thermometry. *Am. Mineral.*, 32, 375 - 388.
- JENATTON, L. (1981) - Microthermométrie des inclusions fluides des cristaux associés à l'ouverture de fentes alpines. Approche de l'évolution des conditions de pression et de température lors de la déformation. Doct. de 3^{ème} cycle, Grenoble I, 147 p.
- KELLEY, S., TURNER, G., BUTTERFIELD, A. W., & SHEPHERD, T. J. (1986). - The source and significance of argon isotopes in fluid inclusions from areas mineralization. *Earth and Planet. Sci. letters*, 79, 303 - 318.
- KENNEDY, G. C. (1950). - A portion of the system silica - water. *Econ. Geol.*, 45, 629 - 653.
- KENNEDY, G. C. (1950). - Pressure - Volume - Temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sc.*, 248, 540 - 564.
- KENNEDY, G. C. (1954). - Pressure - volume - temperature relations in CO₂ at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sc.*, 252, 225 - 241.
- KERRICK, D. M., & JACOBS, G. K. (1981). - A modified Redlich-Kwong equation for H₂O, CO₂ and H₂O - CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. *Am. J. Sc.*, 281, 735 - 767.
- KIEFEL, B. (1973) - Générateur électronique apériodique de chauffage haute - fréquence. D.E.S.T. d'Université, Strasbourg, 39 p.
- KLEMPERER, O. (1935). - On the radioactivity of potassium and rubidium. *Proc. Roy. Soc. London*, ser. A, 148, 638 - 648.
- KLIA, M. O., & LEMMLEIN, G. G. (1961). - Inclusions primaires de gaz dans les cristaux. *Zap. Vsesojuzn. mineral. Obshehest*, 90, 260 - 265.
- KONNERUP-MADSEN, J. (1979). - Fluid inclusions in quartz from deep-seated granitic intrusions. South Norway. *Lithos*, 12, 13 - 23.
- KREULEN, R. (1980). - CO₂ rich fluids during regional metamorphism on Naxos (Greece) : carbon isotopes and fluid inclusions. *Am. J. Sc.*, 280, 745 - 771.
- KULP, J. L., & ENGELS, J. (1963). - Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages. In Symp. Radioactive dating, Vienna, *Internat. Atomic. Energy Agency*. 219 - 235.
- LAMARCHE, G., MENARD, G., & ROCHETTE, P. (1988). - Données paléomagnétiques sur le basculement tardif de la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 306, Ser. II, 711 - 716.
- LEMMLEIN, G. C. (1956). - Formation of fluid inclusions in minerals and their use in geological thermometry. *Geochemistry*, n° 6, 630 - 641.
- LEMMLEIN, G. G., & KLEVTSOV, P. V. (1961). - Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system H₂O - NaCl. *Geochemistry*, 2, 148 - 158.
- LEMOINE, M., GIDON, M., & BARFETY, J. C. (1981). - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, ser. II, 917 - 920.
- LEROY, J. (1979). - Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de la décrépiation. *Bull. Mineral.*, 102, 584 - 593.
- MACDOUGALL, I., & STIPP, J. J. (1969). - Potassium - Argon isochron. *Trans. Am. Geophy. Union*, 50, 330.
- MAHOOD, G. A., & DRAKE, R. E. (1982). - K-Ar dating young rhyolitic rocks : A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1232 - 1241.
- MALUSKI, H. (1985). - Méthode Argon 39 - Argon 40. Principe et Applications aux minéraux des roches terrestres. In Roth, E. et Poty, B. : Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires nucléaires - applications. Masson ed., 341 - 372.

- McINTYRE, D. B. (1963). - Precision and resolution in geochronometry. In Albritton, C. C. ed. *The Fabric of Geology*, 112 - 134.
- MENARD, G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse de Doctorat de 3^{ème} Cycle, Grenoble, 178 p.
- MENARD, G. (1988) - Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales. Thèse de Doctorat d'Etat, U.J.F. - Grenoble I, 268 p.
- MENARD, G., & ROCHETTE, P. (1992). - Utilisation de réaimantations postmétamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. 163, n° 4, 381 - 392.
- MENARD, G., & THOUVENOT, F. (1984). - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. XXVI, n° 5, (7), 875 - 884.
- MONTIGNY, R. (1985). - Méthode classique Potassium - Argon. In Roth, E. & Poty, B. (Eds.), *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels - applications*, Masson éd., 311 - 338.
- MUGNIER, J. L., & MENARD, G. (1986). - Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des alpes externes : un modèle cinématique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 10, 1, 167 - 180.
- NAUMOV, V. B., BALITSKIY, V. S., & KHETCHIKOV, L. N. (1966). - Correlation of the temperatures of formation, homogenization and decrepitation of gas-fluid inclusions. *Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R.*, 171, 146 - 148.
- NEWMAN, F. H., & WATKINS, H. J. (1935). - The radioactivity of potassium and rubidium. *Phil. Mag.*, ser. 7, 19, 767 - 773.
- NIER, A. O. (1935). - Evidence for the existence of an isotope of potassium of mass 40. *Phys. Rev.*, 48, 283 - 284.
- NIER, A. O. (1947). - A mass spectrometer for isotope and gas analysis. *Rev. Sci. Instr.*, 18, 398 - 411.
- NIER, A. O. (1950). - A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. *Phys. Rev.*, 77, 789 - 793.
- ODIN, G. S., CLAUER, N., HUNZIKER, J. C., KEPPENS, E., & PASTEELS, P. (1974). Influence of natural and artificial weathering on glauconites K - Ar and Rb - Sr apparent ages (abstract). In International meeting for geochronology, cosmochronology and isotope geology, Paris.
- PASHKOV, Y. N., & PILOYAN, G. O. (1973). - On the theory of the decrepitation methods. Abstracts, 4th Regional Meeting on thermobarogeochemistry of Mineral-Forming processes at Rostov-on-Don, 292 - 293.
- PECHER, A. (1981). - Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. *Tectonophysics*, 78, 567 - 583.
- PECHER, A., & BOULLIER, A. M. (1984). - Evolution à pression et température élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique. *Bull. Mineral.*, 107, 139 - 153.
- PHILLIPS, W. J. (1974). - The development of vein and rock textures by tensile strain crystallization. *J. Geol. Soc. London*, 130, 441 - 448.
- PILOT, J. (1974). - Les isotopes en géologie (méthodes et applications), doin ed., Paris, 176 p.
- PINAULT, Y. (1974) - Datation Potassium - Argon de phénomènes métamorphiques dans les Alpes Sud - occidentales. Technique et appareillage - application. Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, U.L.P. Strasbourg (Institut de physique du globe), 91 p.
- POTTER, R. W. (1977). - Pressure corrections for fluid - inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl - H₂O. *USGS J. Res.*, 5, 603 - 607.

- POTTER, R. W., & BROWN, D. L. (1977). - The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions - from 0° to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1241c, 36 p.
- POTTER, R. W., CLYNNE, M. A., & BROWN, D. L. (1978). - Freezing - point depressions of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, 73, 284 - 285.
- POTY, B. (1969) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg - d'Oisans) et des filons du massif du Mont - Blanc. *Doct. d'Etat, Nancy*, 161 p.
- POTY, B., LEROY, J., & JACHIMOWICZ, L. (1976). - Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, 182 - 186.
- POTY, B., STALDER, H. A., & WEISBROD, A. (1974). - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 2/3, 717 - 752.
- POTY, B., WEISBROD, A., & STALDER, H. A. (1973). - Température et pression de croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes françaises et suisses. *Bull. R. Ann. Sc. Terre. Paris*, 343.
- RAMA, S. N. I., HART, S. R., & ROEDDER, E. (1965). - Excess radiogenic argon in fluid inclusions. *J. Geophys. Res.*, U. S. A., 70, 509 - 511.
- RICOU, L. E. (1984). - Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. XXVI, n° 5(7), 851 - 874.
- RINCKENBACH, T. (1988) - Diagenèse minérale des sédiments pétrolifères du delta fossile de la Mahakam (Indonésie). Evolution minéralogique et isotopique des composants argileux et histoire thermique. Thèse de Doctorat d'Université, U.L.P. Strasbourg I, 209 p.
- ROCHETTE, P. (1987). - Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps : toward the use of magnetic isograds. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 84, 446 - 456.
- ROCHETTE, P., FILLION, G., MATTEI, J. L., & DEKKERS, M. (1990). - Magnetic transition at 30 - 34 K in Fe₇S₈ : insight into a widespread occurrence of pyrrhotite in rocks. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 98, 319 - 328.
- ROCHETTE, P., & LAMARCHE, G. (1986). - Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique dauphinois (Alpes françaises). *Bull. Mineral.*, 109, 687 - 696.
- ROCHETTE, P., MENARD, G., & DUNN, R. (1992). - Thermochronometry and cooling rates deduced from single sample records of successive magnetic polarities during uplift of metamorphic rocks in the Alps (France). *Geophys. J. Int.*, 108, 491 - 501.
- RODDICK, J. C., & FARRAR, E. (1971). - High initial argon ratios in hornblendes. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 12, 2, 208 - 214.
- ROEDDER, E. (1962). - Studies of fluid inclusions. I : low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. *Econ. Geol.*, 57, 1045 - 1061.
- ROEDDER, E. (1963). - Studies of fluid inclusions. II : Freezing data and their interpretation. *Econ. Geol.*, 60, 1380 - 1403.
- ROEDDER, E. (1967a). - Fluid inclusions as samples of ore fluids. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes, H. L. ed., New York : Holt, Rinehart and Winston, 515 - 574.
- ROEDDER, E. (1976). - Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*. Amsterdam: Elsevier. 67 - 110.
- ROEDDER, E. (1979). - Fluid inclusions as samples of ore fluids. In Barnes, H. L. (Ed.) : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed, Wiley Interscience, 684 - 737.
- ROEDDER, E. (1984). - Fluid inclusions. Ribbe P. H. ed. : *Mineral. Soc. Am.*, reviews in Mineralogy, 12, 644 p.

- ROEDDER, E., & BODNAR, R. J. (1980). - Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 263 - 301.
- ROSASCO, C. J., ROEDDER, E., & SIMMONS, J. H. (1975). - Laser Raman Spectroscopy for non destructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. *Science*, 190, 557 - 560.
- SABOURAUD, C., MACQUAR, J. C., & ROUVIER, H. (1980). - Les inclusions fluides, témoins ou faux témoins des conditions de dépôt. Quelques exemples pris dans les minéralisations de Pb, Zn, Ba, F du Sud du Massif Central français. *Mineral. Deposita*, 15, 211 - 230.
- SABOURAUD, C., MACQUARD, J. C., & ROUVIER, H. (1981). - Réponse aux observations de J. C. TOURAY et A. ZISERMAN. *Mineral. Deposita*, 16, 181 - 183.
- SCHAEFFER, O. A., & ZÄHRINGER, J. (1966). - Potassium - Argon dating. Springer - Verlag ed. Berlin - Heidelberg, New-York.
- SCOTT, H. S. (1948). - The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 43, 637 - 654.
- SHAFIQUZZAH, M., & DAMON, E. (1974). - Evaluation of K-Ar isochron methods. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1341 - 1358.
- SHARANOV, B. N., LIR, Y., V., & KOZLOV, A. V. (1973). - On question of interpretation of decrepigraphs of vein quartz. Abstracts, 4th Regional Meeting on thermobarogeochemistry of Mineral-Forming processes at Rostov-on-Don, 309 - 311.
- SHATAGIN, N. M. (1973). - Dependence of decrepitation temperature on size of inclusions, thickness of inclusion wall, and pressure of mineral formation. Abstracts, 4th Regional Meeting on thermobarogeochemistry of Mineral-Forming processes at Rostov-on-Don, 293 - 295.
- SMITH, A. G. (1964). - Potassium - argon decay constants and ages tables. In phanerozoic time - scale. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 120 s, 129 - 141.
- SORBY, H. C. (1858). - On the microscopical structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks. *Quart. J. Geol. Soc., London*, 14, 453 - 500.
- STEIGER, R. H., & JÄGER, E. (1977). - Subcommittee on Geochronology : convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 36, 359 - 362.
- SWANENBERG, H. E. C. (1979). - Phase equilibria in carbonic system, and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 303 - 306.
- SWANENBERG, H. E. C. (1980). - Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks from S.W. Norway. Ph D. Utrecht.
- TAKENOUCHI, S., & KENNEDY, G. C. (1964). - The binary system H₂O - CO₂ at high temperatures and pressures. *Am. J. Sc.*, 262, 1055 - 1074.
- TAPPONNIER, P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide - plastique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. XIX, n° 3(7), 437 - 460.
- TEIXEIRA, J. B. G., KISHIDA, A., MARIMON, M. P. C., XAVIER, R. P., & McREATH, I. (1990). - The Fazenda Brasileiro Gold Deposit, Bahia : Geology, Hydrothermal Alteration, and Fluid Inclusions Studies. *Econ. Geol.*, 85, 900 - 1009.
- TOURAY, J. C. (1968). - Recherches géochimiques sur les inclusions à CO₂ liquide. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 91, 367 - 382.
- TOURET, J. (1977). - The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In Fraser, D. G. (Ed.), *Thermodynamics in Geology*, 203 - 227.
- TOURET, J. (1981). - Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. In Hollister, L. S. & Crawford, M. L. (Eds.), *Short course in Fluid Inclusions : Applications to petrology. Min. Ass. of Canada*. 182 - 208.

- TRICART, P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse de Doctorat d'Etat, U.L.P. Strasbourg, 407 p.
- TRIFT, M. (1983). - Tectogenèse synsédimentaire liasique sur la bordure septentrionale du massif cristallin externe du Pelvoux (plateau d'Emparis, Alpes françaises, Département de l'Isère et des Hautes - Alpes). Travail d'option Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, 99 p.
- TUGARINOV, A. I., & NAUMOV, V. B. (1970). - Dependence of the decrepitation temperature of minerals on the composition of their gas-liquid inclusions and hardness. *Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R.*, 195, 112 - 114.
- TUKEY, J. W. (1977). - Exploratory data analysis. Addison - Wesley, Reading, MA., 506 p.
- TURNER, G. (1988). - Hydrothermal fluids and argon isotopes in quartz veins and cherts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1443 - 1448.
- TURNER, G., & SONGSHAN, W. (1992). - Excess argon, crustal fluids and apparent isochrons from crushing K-feldspar. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 110, 193 - 211.
- VIALON, P. (1974). - Les déformations "synchisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin, conséquences pétrostructurales. *Bull. Suisse Min. Pétrogr.*, 54, n° 2-3, 663 - 690.
- VIALON, P. (1986). - Les déformations alpines de la couverture sédimentaire de blocs de socle cristallin basculés de Belledonne, Grandes-Rousses et Pelvoux dans la région de Bourg - d'Oisans. R. Extra. Soc. Geol. France : De la marge océanique à la chaîne de collision dans les Alpes du Dauphiné. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, t. II, n° 2, 197 - 231.
- VIDAL, P. (1967). - Méthode de datation K - Ar. Mise au point d'un appareillage destiné à l'analyse de l'argon. Mém. en vue du Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, Strasbourg.
- VILLA, I. M. (1988). - Excess in K - rich volcanites : the role of fluids. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43, 95 - 104.
- VILLA, I. M. (1990). - Geochronology and excess Ar geochemistry of the Lhotse Nup leucogranite, Nepal Himalaya. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 44, 89 - 103.
- VILLA, I. M. (1991). - Excess Ar geochemistry in potassic volcanites. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 71, 211 - 225.
- VILLA, I. M. (1992). - Datability of Quaternary volcanic rocks : an 40Ar/39Ar perspective on age conflicts in lavas from the Alban Hills, Italy. *Eur. J. Mineral.*, 4, 369 - 383.
- VILLA, I. M., & TADDEUCI, G. (1991). - K-Ar datability of altered rocks : variability of excess Ar in hydrothermal minerals. *Bull. Volcanol.*, 54, 84 - 86.
- WEISBROD, A., POTY, B., & TOURET, J. (1976). - Les inclusions fluides en géochimie - pétrologie : tendances actuelles. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, n° 99, 140 - 152.
- WESTPHAL, M. (1976). - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. Thèse Sci., Strasbourg I, 304 p.
- WESTPHAL, M., EDEL, J. B., & SCHOTT, J. J. (1978). - Essai de synthèse des données paléomagnétiques et de la tectonique des plaques en Méditerranée occidentale. *C. R. Soc. Geol. Fr.*, 12 - 15.
- WIEBE, R., & GADDY, V. L. (1940). - The solubility of carbon dioxide in water at various temperatures from 12° to 40° and at pressures to 500 atmospheres - Critical phenomena. *Am. Chem. J.*, 62, 815 - 817.
- WILKINS, R. W. T. (1990). - The relative chronology of fluid inclusions in minerals. In Hugh, K. Herbert & Susan, E. Ho (Eds.), *Stable Isotopes and Fluid processes in mineralization. Geology Department, University of western Australia, Publi. n° 23*, 371 - 382.
- WILLIAMSON, J. M. (1968). - Least - squares fitting of a straight line. *Canad. J. Phys.*, 46, 1845 - 1847.

- YORK, D. (1966). - Least squares fitting of a straight line. *Canad. J. Phys.*, 44, 1079 - 1086.
- YPMMA, P. J. M. (1963) - Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province. Ph. D. Thesis, Leiden, Holland.
- ZHANG, Y. G., & FRANTZ, J. D. (1987). - Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 64, 335 - 350.
- ZIMMERMANN, J. L. (1971). - L'eau et les gaz dans les principales familles de silicates. Contribution à l'étude de leur mode de répartition. Applications aux problèmes de la géochronologie et de la pétrogenèse. *Mém. Sci. de la terre*, Nancy, n° 22, 188 p.
- ZIMMERMANN, J. L., & LEUTWEIN, F. (1968). - Contribution à l'étude de la libération de l'argon contenu dans les minéraux : application à la méthode de datation K - Ar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 267, ser. D, 22 - 24.
- ZIMMERMANN, J. L., & POTY, B. (1970). - Etude par spectrométrie de masse de la composition des fluides dans les cavités alpines du massif du Mont Blanc. Extrait du "*Bull. Suisse Min. Pétrogr.*", 50 / 1, 99 - 108.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation géographique et géologique de l'arc alpin occidental.....	10
Fig. 2 - Schéma structural de la région étudiée.....	17
Fig. 3 - Localisation des échantillons	18
Fig. 4 - Exemple de demi-graben actuel et synsédimentaire : le synclinal de Bourg - d'Oisans....	21
Fig. 5 - Structure du synclinal de Villard-Reymond dans le bassin de Bourg - d'Oisans.....	21
Fig. 6a - Bloc - diagramme illustrant la tectonique actuelle du socle dans les Alpes occidentales..	23
Fig. 6b - Evolution des chevauchements au cours du temps	24
Fig. 7 - Chronologie des inclusions fluides dans un cristal	34
Fig. 8 - Comportement dans un plan pression - température des fluides piégés en phase liquide ou vapeur	38
Fig. 9 - Evolution isochore d'une inclusion fluide dans un plan P, T avec homogénéisation en phase liquide	39
Fig. 10 - Le système H ₂ O - NaCl	41
Fig. 11 - Schéma général de la platine microthermométrique utilisée : platine Chaixmeca.....	43
Fig. 12 - Courbe d'étalonnage réalisée de la platine chauffante et réfrigérante.....	45
Fig. 13 - Température d'homogénéisation moyennes d'une même inclusion pour différentes positions occupées sur la platine.....	46
Fig. 14 - Résumé de la technique de préparation des échantillons.....	50
Fig. 15 - Excitation du champ électronique d'un élément.....	51
Fig. 16 - Courbe d'étalonnage réalisée de la chaîne de traitement	52
Fig. 17 - Résumé de la méthode (de mise en solution de l'échantillon).....	53
Fig. 18 - Four d'extraction des gaz.....	55
Fig. 19 - Schéma de la rampe d'extraction et de purification des gaz	56
Fig. 20 - Spectre de dilution isotopique.....	59
Fig. 21 - Résumé de la technique du dosage de l'argon	60
Fig. 22 - Schéma de la transmutation radioactive du ⁴⁰ K.....	64
Fig. 23 - Diagramme ⁴⁰ Ar* = f(⁴⁰ K)	71
Fig. 24 - Diagramme ⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar - ⁴⁰ K / ³⁶ Ar	72
Fig. 25 - Quelques inclusions fluides isolées de formes et de dimensions variées	79
Fig. 26 - Inclusions fluides de formes simples	80
Fig. 27 - Exemple de quelques inclusions fluides allongées	81
Fig. 28 - Inclusions de très grandes tailles ou anastomosées et de formes quelconques.....	82
Fig. 29 - Les différentes fractures recristallisées possibles.....	83
Fig. 30 - Schéma de l'endroit où la fissure (89MB28) a été échantillonnée	84
Fig. 31 - Températures d'homogénéisation, et de fusion des fluides dans le Sud de Bourg-d'Oisans (route du Col d'Ornon).....	86
Fig. 32 - Coupe interprétative suivant le Hameau de Valfroide	88

Fig. 33 - Schéma de l'affleurement étudié (Ouest Lautaret).....	88
Fig. 34 - Histogrammes des températures d'homogénéisation des fluides dans les fentes du sédimentaire au Nord de La Grave	90
Fig. 35 - Histogrammes des températures de fusion mesurées sur les échantillons du secteur Les Hières (Nord La Grave).....	91
Fig. 36 - Histogrammes des Th et Tf des fluides dans les fissures des formations métasédimentaires.....	93
Fig. 37 - Coupe interprétative des environs de La Grave	94
Fig. 38 - Histogrammes des Th et Tf des inclusions fluides du Sud Mizöen.....	95
Fig. 39 - Diagramme P.V.T. du CO ₂	96
Fig. 40 - Diagramme Température - Pression - Composition du système CO ₂ - H ₂ O, de 0 à 3000 bars	97
Fig. 41 - Histogrammes des Th et Tf des fluides dans les fentes au Nord du Lac Chambon et l'Ouest de La Grave	100
Fig. 42 - Représentation sur des diagrammes Tf = f(Th), des mesures sur des inclusions fluides des fissures du sédimentaire du secteur Les Hières (N. de La Grave).....	102
Fig. 43 - Histogrammes des températures d'homogénéisation (Th) des différentes générations de fluides définies d'après leur comportement sur les diagrammes de la fig.42	103
Fig. 44 - Natures des fluides : Salinités en % p.éq. NaCl et moles % CO ₂	105
Fig. 45 - Répartition des Th et densités obtenues	107
Fig. 46 - Diagramme P - T des fluides dans les fentes précoces	110
Fig. 47 - Diagramme P - T des fluides dans les fentes tardives	112
Fig. 48 - Diagramme P - T des fluides dans les fentes précoces du Nord Chambon	114
Fig. 49 - Diagramme P - T des fluides des fissures du sédimentaire dans la région de Bourg - d'Oisans.....	115
Fig. 50 - Coupe structurale des Alpes occidentales : Migration des fluides chauds provenant de la "croûte profonde" au niveau de la zone dauphinoise	115
Fig. 51 - Répartition des teneurs en argon 40 radiogénique, et du % K ₂ O	124
Fig. 52 - Diagramme isotopique K - Ar des quartz de la route du Col d'Ornon.....	125
Fig. 53 - Diagramme isotopique ⁴⁰ Ar* - % K ₂ O des quartz (route du Col d'Ornon)	126
Fig. 54 - Diagramme isotopique K - Ar des quartz du secteur Chambon	127
Fig. 55 - Diagramme isotopique des quartz du secteur Les Hières.....	128
Fig. 56 - Diagramme de l'analyse isotopique K - Ar dans les fluides des quartz de l'Ouest de La Grave.....	129
Fig. 57 - Interprétation schématique d'une droite de mélange ou d'un polygone de mélange entre les différentes composantes d'argon piégées.....	131
Fig. 58 - Histogramme des datations K - Ar conventionnelles obtenues sur les phyllosilicates prélevés dans l'encaissant des fissures de quartz	135
Fig. 59 - Diagramme isotopique K - Ar des phyllosilicates de la région Sw d'Allemont.....	136

Fig. 60 - Diagramme isotopique ⁴⁰ Ar* - % K ₂ O des fractions fines dans le SW d'Allemont ...	137
Fig. 61 - Diagramme isotopique des phyllosilicates de la région de Bourg - d'Oisans.....	139
Fig. 62 - Diagramme ⁴⁰ Ar* - % K ₂ O des phyllosilicates de la région de Bourg - d'Oisans (La Paute - Allemont)	139
Fig. 63 - Diagramme isotopique ⁴⁰ Ar* - % K ₂ O des fractions phyllosilicatées des environs de La Grave	141
Fig. 64 - Diagramme isotopique des échantillons dans les environs de La Grave	142
Fig. 65 - Schéma interprétatif du rapport d'argon initial faible par rapport à la valeur théorique normale de 295,5	142
Fig. 66 - Courbes d'évolution des âges corrigés sur les échantillons de l'Est de La Grave en fonction de la correction d'argon 40 en excès.....	146
Fig. 67 - Diagramme isotopique ⁴⁰ Ar* - % K ₂ O des quartz de l'Est la Grave.....	146
Fig. 68 - Comportement isotopique des échantillons de l'Est La Grave en fonction de la valeur d'argon en excès de correction	147
Fig. 69 - Courbes d'évolution des âges corrigés sur les échantillons de La Paute en fonction de la valeur d'argon 40 de correction	149
Fig. 70 - Situation Géologique détaillée du site étudié : coupe suivant l'arête du Puy Golèfre	150
Fig. 71 - Comportement isotopique des échantillons de La Paute	150
Fig. 72 - Diagramme isotopique corrigé des échantillons de l'Ouest la Grave	151
Fig. 73 - Diagramme "isotopique" des échantillons de l'Est La Grave.....	155
Fig. 74 - Schéma interprétatif du fonctionnement isotopique de la figure 70.....	155
Fig. 75 - Libération de l'argon dans les quartz au cours du dégazage par paliers de température de chauffage	159
Fig. 76 - Diagramme isotopique ⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar - ⁴⁰ K / ³⁶ Ar du dégazage de l'argon dans les quartz par paliers de température	160
Fig. 77 - Diagramme isochrone des données isotopiques obtenues sur les échantillons de l'Est de La Grave.....	161

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Températures d'homogénéisation d'une même inclusion placée à des hauteurs différentes dans le champ d'observation de la platine.....	46
Tableau 2 - Composition isotopique du potassium	63
Tableau 3 - Mesures isotopiques K - Ar des quartz	122
Tableau 4 - Ages de la droite (en Ma) et valeurs de pente correspondantes pour les quartz	

du secteur Les Hières.....	130
Tableau 5 - Localisation des échantillons de phyllosilicates.....	133
Tableau 6 - Données isotopiques des phyllosilicates.....	134
Tableau 7 - Données de correction de l'analyse isotopique K - Ar.....	144
Tableau 8 - Données de correction nécessaires.....	152
Tableau 9 - Données de l'analyse du dégazage par paliers de températures sur les quartz.....	158

TABLE DES MATIERES

Avant-propos.....	1
Résumés.....	5
Sommaire.....	7
INTRODUCTION.....	9

PREMIERE PARTIE

PRESENTATION GENERALE

CHAPITRE I - DONNEES GEOLOGIQUES DE LA REGION.....	15
I - Cadre géologique et structural.....	19
1 - Généralités.....	19
2 - Evolution tectonique et structurale.....	19
3 - Evolution cinématique.....	22
II - Remplissage des fissures : paragenèses minérales.....	25
III - Données géochronologiques sur le métamorphisme des Alpes occidentales.....	26

DEUXIEME PARTIE

LES METHODES D'ETUDE

CHAPITRE II - ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES : LA MICROTHERMOMETRIE.....	31
I - Généralités.....	33
II - Répartition des inclusions fluides dans le cristal : classification.....	34
III - Etude microthermométrique des inclusions fluides.....	35
1 - Principe de l'étude microthermométrique.....	37
2 - Les méthodes de l'étude microthermométrique.....	38
a - Thermométrie.....	39
b - Cryométrie.....	40
c - Décrépitation.....	41
3 - Préparation des échantillons et appareillage.....	42
a - Etalonnage et incertitude sur les mesures.....	43
CHAPITRE III - PREPARATION DES ECHANTILLONS EN VUE DE LEUR DATATION ISOTOPIQUE : METHODE K- AR.....	47
I - Introduction.....	49

II - Dosage du potassium	51
III - Méthode d'analyse isotopique de l'argon dans les quartz	54
1 - Introduction.....	54
2 - Extraction de l'argon (ou des gaz).....	54
3 - Séparation des gaz : purification de l'argon	57
4 - Analyse de l'argon.....	57
IV - Utilisation de la méthode K- Ar en géochronologie	62
A - Lois générales de la radiochronométrie	62
B - Méthode de datation K- Ar	63
1 - Transmutation du ^{40}K	63
2 - Calcul de l'âge K- Ar	65
3 - Conditions d'utilisation de la méthode de datation K- Ar conventionnelle en géologie	66
4 - Interprétation des résultats.....	67
4 - 1 - Limites d'utilisation de l'âge K- Ar	68
a - Problème de gain d'argon.....	68
b - Problème de perte d'argon.....	69
c - Gain ou perte de potassium.....	69
4 - 2 - Modèles d'interprétation des résultats en K- Ar : Diagrammes isochrones.....	69
a - Diagramme isochrone $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$	70
b - Diagramme isochrone $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$	71

TROISIEME PARTIE RESULTATS ET INTERPRETATIONS

CHAPITRE IV - LES INCLUSIONS FLUIDES : MARQUEURS DES CONDITIONS DU METAMORPHISME.....	75
I - Introduction.....	77
II - Sélection des inclusions fluides	77
1 - Inclusions fluides isolées.....	79
2 - Nuages d'inclusions fluides de formes simples.....	79
3 - Inclusions fluides allongées et inclusions fluides anastomosées.....	80
4 - Inclusions fluides jalonnant un plan de fracture cicatrisée.....	82
III - Données microthermométriques obtenues.....	85
A - Les inclusions fluides dans les quartz des fissures tardives du sédimentaire.....	85
B - Les inclusions fluides dans les quartz des fissures précoces.....	94
1 - Les températures des changements de phases observés dans les inclusions à CO_2 ..	98

a - Au chauffage.....	98
b - A la réfrigération	99
IV - Interprétation des résultats.....	101
1- Variation de la salinité des fluides.....	104
2 - Teneur en CO_2 des fluides.....	104
3 - Variation de la densité des fluides.....	106
4 - Interprétation des résultats en termes de conditions P, T de piégeage des fluides... 108	
a - Conditions P, T de piégeage des fluides dans les quartz des fissures tectoniques précoces.....	109
b - Conditions P, T de piégeage des fluides dans les quartz des fissures tectoniques tardives.....	111
V - Conclusion à l'étude microthermométrique.....	116
 CHAPITRE V - L'ARGON RADIOGENIQUE DANS LES REMPLISSAGES QUARTZEUX DES FISSURES ALPINES : IMPLICATIONS POUR LA METHODE DE DATATION K - AR.....	
I - Dosage du potassium et de l'argon	121
1 - Résultats et discussion.....	121
a - Teneurs en potassium, en argon et âges apparents calculés	121
II - Les diagrammes isotopiques : Mise en évidence de l'argon excédentaire.....	125
1 - Discussion	129
III - L'argon dans les milieux fluides de cristallisation : application à la datation K - Ar des phyllosilicates des séries externes alpines	132
1 - Localisation des échantillons.....	133
2 - Résultats et discussions	135
a - Ages apparents K - Ar obtenus dans les environs de Bourg - d'Oisans.....	136
b - Ages K - Ar obtenus dans les environs de La Grave	140
b - 1 - Diagramme $^{40}\text{Ar}^* \text{ (nl/g) = f (\% K}_2\text{O)}$	140
b - 2 - Diagramme $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}$	141
IV - Correction des âges K - Ar sur les phyllosilicates	143
1 - Cas le mieux contraint pour effectuer une correction fiable.....	145
2 - Cas les moins contraints pour les corrections.....	147
a - Données de corrections sur les échantillons de La Paute.	147
b - Données de correction des échantillons de l'Ouest La Grave	151
V - Discussion.....	153
VI - Conclusion	162
REMARQUES - CONCLUSIONS	163

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 169

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX..... 181

ANNEXES 191

 Annexes I - Tableau récapitulatif des mesures sur inclusions fluides 193

 Annexes II - Technique utilisée pour le dosage de l'argon 197

ANNEXES

ANNEXE I :**TABLEAU RECAPITULATIF DES MESURES
SUR INCLUSIONS FLUIDES.**

Tableau récapitulatif des mesures sur inclusions fluides

N° du Secteur étudié	N° Echantillon	Situation géographique	Quadrillage kilométrique Lambert zone III	Altitude (z en m)	Structure tectonique	Nature des fluides	Th (°C) (1)	Nombre d'inclusions étudiées	Tf (°C) (1)	Nombre d'inclusions étudiées	% NaCl	Moles % de CO ₂	Densité d
1	89MB28	Bourg - d'Oisans	x = 886,95 y = 310,32	1050	N 20°. E 45 léger boudinage	Incl. F. aqueuses	128 à 155 (138,5)	86	-2,2 à -1,7 (-2,0)	30	3,5	/	0,93
2	89MB30	idem	x = 886,57 y = 309,67	1150	N 105°. E 35 fibres de quartz	idem	137 à 155 (145,0)	128	-2,4 à -2,2 (-2,3)	30	4	/	0,93
3	88MB02	Sud Mizoën	x = 900,00 y = 312,22	1120	N 30°. E 70 fente précoce ?	idem	153 à 189 (170,0)	43	non suivies		/	/	/
3	88MB04	idem	idem	idem	N 30°. E 90 fente précoce ?	idem	147 à 189 (174,0)	34	-3,0 à -2,5 (-2,8)	16	5	/	0,91
4	89MB19 / 20	Chambon (le Lac)	x = 901,12 y = 311,87	1100	N 113°. S 90 fente précoce ?	Incl. F. à CO ₂	160 à 220 (195,0)	86	-3,0 à -1,5 (-2,1)	40	3,5	≥ 2	0,9
5	89MB17	W - La Grave	x = 910,50 y = 312,37	1380	N 165°. W 49 fente précoce ?	idem	140 à 210 (195,0)	99	-2,8 à -1,6 (-2,2)	25	4	≥ 2	0,89
7	89MB01	La Grave (Les Hières)	x = 913,95 y = 314,62	2100	N 95°. S 39 fente tardive	Incl. F. aqueuses	106,5 à 134,1	24	non suivies		/	/	/
7	89MB03	idem	idem	idem	fente sur le flanc inverse du pli	idem	127 à 158 (140,0)	102	-5,0 à -1,0 (-2,5) et -15,0 à -7	48	4,5	/	0,93
7	89MB04	idem	idem	idem	N 122°. N 37	idem	121 à 169	45	-3,0 à -1,0 et -11,0 à -8,0	37	2,5 à 13,5	/	
7	89MB07	idem	idem	idem	fente en relation avec le chevauch. N 98°. N 22	idem	110 à 158 (129,5)	21	-19,0 à -5,0	13	17		1,06
6	89MB11	Est - La Grave	x = 913,72 y = 312,77	1500	N 2°. E 45 fente tardive ?	idem	100 à 160 (135,0)	52	-3,5 à -2,0 (-2,8)	14	5	/	0,93
8	89MB22	Valfroide	x = 915,82 y = 316,37	2450	fente tardive dans une zone à Sx : N 40°. SE 55	Incl. F. à CO ₂ (ten. faible)	100 à 140 (≈ 104,0)	73	-2,0 à 0,0 (-1,5) et +1,0 à +4,0	26	2,5	< 2	0,97
9	89MB26	W - Col du Lautaret	x = 918,67 y = 311,12	1970	fente tardive ?; Sx: N140°. E 75	Incl. F. aqueuses	112 à 157 (140,0)	78	-4,0 à 0,0 (-2,5)	29	4,5	/	0,93

(1) : les chiffres situés entre parenthèses représentent les positions des pics principaux

ANNEXE II :

**TECHNIQUE UTILISEE POUR LE DOSAGE DE
L'ARGON RADIOGENIQUE**

(Faint grid and text visible on page 196)

INTRODUCTION

L'extraction et le dosage de l'argon dans les inclusions fluides des quartz ont été effectués selon la même procédure analytique décrite par Bonhomme et al. (en préparation), et souvent utilisée pour le dosage de l'argon dans les minéraux potassiques utilisables pour les datations K - Ar. Je vais donc décrire ici, de façon sommaire (les détails pouvant être consultés dans la note technique en préparation de Bonhomme et al.), la technique utilisée à l'Institut Dolomieu (Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, U.R.A. 69 - CNRS) de Grenoble (Université Joseph Fourier).

I) MODE OPERATOIRE

a) *Généralités*

Le rythme des mesures est de une par jour et par rampe. La mesure dure environ deux heures. Quand elle est terminée, l'ensemble de la rampe est aussitôt mis en étuvage sous pompage et, si la mesure s'est effectuée le matin par exemple, y reste toute l'après-midi et toute la nuit. Pendant le même temps, le spectromètre de masse reste sous pompage. Ceci permet d'obtenir pour la mesure des pressions résiduelles de $1 \text{ à } 2.10^{-7}$ torr dans la rampe et de $1 \text{ à } 3.10^{-9}$ torr dans le spectromètre.

Durant cet étuvage,

- ouvrir les vannes étuvables,
- régler les fours à titane à 900°C ,
- chauffer les fours pour les pièges à charbon actif à 400°C ,
- régler la température du four de prédégazage des échantillons selon la nature des ces derniers, par exemple :

- * 120°C pour des glauconites et des argiles,
- * $200 \text{ à } 220^{\circ}\text{C}$ pour des micas (muscovites, biotites, etc.),
- * 170°C pour des roches volcaniques.

Le domaine de libération de l'argon des inclusions étant situé à environ $200 - 400^{\circ}\text{C}$, les boulettes de quartz destinées à l'analyse ont été souvent placées dans la même série d'analyses que les argiles (c'est-à-dire, dans un tube chauffé par un four de prédégazage à 120°C environ).

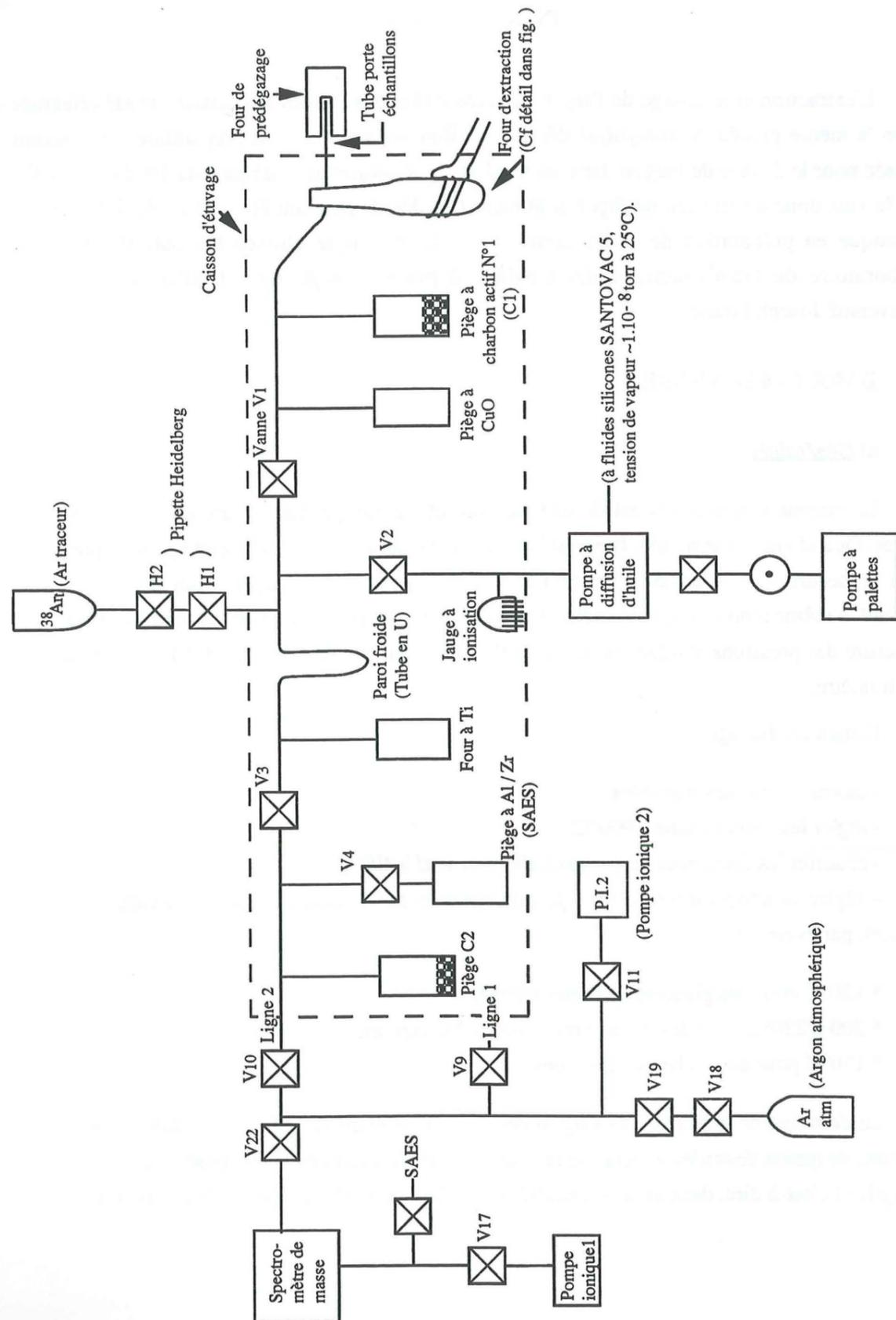


Fig. A1 - Schéma de la rampe d'extraction et de purification des gaz

b) Préparation d'une série d'analyses

Après la mesure du dernier échantillon de la série d'analyses précédente, le four de fusion (voir fig. 18 dans le texte principal) est enlevé, et remplacé par un autre four. Avant de le souder à la rampe, on doit d'abord placer dans le tube porte-échantillons neuf "nouveaux" échantillons. A l'aide d'un aimant extérieur et de billes d'acier intérieures, chaque échantillon (enveloppé dans du clinquant d'aluminium ou de tantale) est entraîné dans le tube jusqu'à sa place (veiller à ce que deux boulettes soient toujours séparées par une bille d'acier). Lors de ces opérations, une partie de la rampe est obligatoirement remise à l'air. Toutes les parois en contact avec l'air et surtout les parois métalliques adsorbent de grandes quantités de gaz. Par conséquent, un dégazage du creuset (vide primaire) s'impose dès que la pression semble ne plus diminuer.

b - 1) Dégazage du creuset pour faire le vide primaire

- Fermer les vannes V₁, V₃, et V₄ (cf. fig. A1, pour la localisation des vannes),
- chauffer par paliers le creuset jusqu'à la température maximale, soit 1700°C (ce qui correspond à la position 70 % de l'échelle du générateur), pendant 30 secondes,
- dégazer le four à charbon actif C₁ à 300°C,
- laisser le four à titane à 900°C,
- le four à CuO est chauffé à 450°C, ce qui permet au CuO de se réoxyder pendant la mise à l'air,
- attendre quelques heures,
- chauffer de nouveau le creuset à la température maximale pendant 30 secondes,
- mettre la rampe en étuvage pendant 48 heures (tout le week-end par exemple).

c) Déroulement d'une mesure

1) Préparation

En arrivant (le jour de l'analyse), il faut procéder de la manière suivante :

- mettre en route les circuits d'eau (robinets HF₁ et HF₂) du générateur,
- mettre en route le générateur (à l'aide du "bouton" auxiliaire de la rampe),
- mettre en route l'alimentation et le filament,
- arrêter l'étuvage ("bouton" général de la rampe),
- laisser reposer l'ensemble de la rampe quelques minutes à la température ambiante,
- ouvrir le caisson d'étuvage,
- mettre en route la haute tension,
- mettre en place l'inducteur du four à induction,
- mettre en place le circuit de refroidissement du four à induction :

- * le tuyau droit vers le haut (alimentation en eau)
- * le tuyau incurvé vers le bas (évacuation d'eau),

- faire couler l'eau dans la chemise de refroidissement du four (ouvrir le robinet creuset),
- installer le thermocouple dans le four à titane et mettre en route la lecture de température,
- laisser :

- * le four à titane à 900°C,
- * les fours à charbon actif à 300°C,
- * le four à CuO à 450°C
- * chauffer le tube porte-échantillons par le four de prédégazage.

2) Dégazage du creuset - préparation de la rampe d'extraction et de purification

Avant que l'extraction des gaz soit entreprise, le creuset où va être fondu l'échantillon est d'abord chauffé à vide pour éliminer toute contamination par la pression résiduelle régnant dans la rampe:

- mettre en route l'alimentation de la haute tension (Poste n°1 sur la rampe),
- vérifier que les vannes V₁, V₂, et V₃ de la rampe en usage sont ouvertes,
- laisser les vannes V₄ et V₈ fermées,
- fermer légèrement V₇,
- fermer V₅ ou V₆ selon la rampe en usage,
- chauffer, par induction (voir texte principal), le creuset, par paliers, jusqu'à la position maximum située à 70 % de l'échelle,
- rester à cette position pendant environ 30 secondes, puis descendre à la position 60 %,
- attendre que la pression se stabilise, puis passer de nouveau à 70 %,
- rester toujours 30 secondes,
- recommencer une dernière fois cette opération si la pression ne se situe pas à environ 2.10^{-6} torr,
- baisser le chauffage du creuset par paliers jusqu'à environ 25 % de l'échelle,
- abaisser la température du four à titane à 800°C,
- surveiller la pression, elle doit être dans l'échelle des 10^{-7} torr (effectuer de préférence l'analyse pour des pressions inférieures ou égales à 4.10^{-7} torr),
- ouvrir V₄ (si la pression n'est pas très faible par rapport à 4.10^{-7} torr),
- vérifier que V₈ est bien fermé (les vannes V₇ et V₈ ne doivent jamais rester ouvertes en même temps),
- ouvrir V₇, pendant 30 secondes,
- fermer par ordre les vannes suivantes : V₇, V₅ ou V₆ (selon la rampe en service), V₄,

- V₃, V₁, et enfin V₂ à la clef dynamométrique (1,5 m. kg),
 - vérifier que la contribution de la ligne est inférieure à 4.10^{-7} torr,
 - baisser complètement le chauffage du creuset,
 - refroidir le piège à charbon actif C₁ à l'azote liquide;
- l'appareil est alors prêt pour la mesure.

3) Extraction et purification des gaz

a) Fusion de l'échantillon : extraction des gaz globaux

- Enlever, pendant un instant, le four de prédégazage du tube porte-échantillon,
- sortir la boulette contenant l'échantillon du tube porte-échantillons jusqu'à la connexion de ce dernier avec le tube le reliant au four de fusion, à l'aide d'un aimant extérieur et d'une bille d'acier introduite dans le tube porte-échantillons en même temps que les boulettes.

- Pousser ensuite la boulette dans le creuset qui se trouve dans le four, à l'aide du même aimant extérieur et, cette fois ci, d'un petit barreau de fer doux introduit aussi dans ce tube au moment du changement de four à induction (c'est-à-dire en même temps que les boulettes).

- Chauffer le creuset (pour faire fondre l'échantillon) par paliers en surveillant la pression indiquée par la jauge thermocouple implantée dans la rampe. Pour passer d'un palier à un autre, il faut attendre que l'essentiel des gaz libérés soit piégé par le charbon actif C₁; ce qui est indiquée par la jauge thermocouple.

- Chauffer ainsi jusqu'à la position du palier maximum [généralement fixée à (55 - 60 + n) % de l'échelle, n étant le numéro de l'échantillon analysé dans la série en cours]. A ce niveau, on suppose que tout minéral habituellement utilisé pour ce genre d'analyse est fondu et tous les gaz sont déjà libérés et piégés sur C₁.

- Refroidir, à - 196°C, le tube en U à l'aide d'un dewar à moitié plein d'azote liquide,
- vérifier que V₂ est bien fermée,
- ouvrir V₁,
- compter 10 minutes et surveiller la pression.

Si, pendant ces dix minutes, la pression s'abaisse à moins de 20 millitorr de la jauge thermocouple dans la rampe, il faut introduire la dose nécessaire d'³⁸Ar étalon.

b) Palier supérieur et introduction du ³⁸Ar étalon

- Laisser le chauffage du creuset à la position du palier maximum,
- laisser V₁ ouvert,
- vérifier que la vanne V₇ est bien fermée,
- ouvrir V₈ et compter 30 secondes,

- vérifier pendant ce temps que la vanne V5 ou V6 (vannes d'accès du système distributeur du gaz étalon) de la rampe qui n'est pas en usage est bien fermée, et ouvrir celle de la rampe en opération.

Au bout de ces 30 secondes,

- bien fermer V8 (à la clef dynamométrique 3,0 m.kg),
- ouvrir V7.

Si l'introduction du ^{38}Ar étalon se termine avant les cinq premières minutes à partir du moment où on ouvre la vanne V1, la suite des opérations de l'analyse se poursuivra normalement après le décompte des dix minutes. Par contre, si cela prend fin dans les cinq dernières minutes, il ne faut reprendre la suite des opérations qu'après cinq autres minutes, qui seront comptabilisées à partir du moment où se termine l'introduction du spike (c'est-à-dire du ^{38}Ar étalon).

(*) Il est important de signaler, avant d'entamer la suite des opérations sur la technique de purification des gaz extraits des échantillons, que pour réussir à faire fondre complètement les échantillons de quartz, il fallait procéder de la manière suivante :

- Augmenter, une fois la boulette introduite dans le creuset, progressivement le chauffage afin d'éviter un dégazage trop brusque (lors de la décrépitation des inclusions fluides à des températures relativement modestes), pouvant provoquer la projection des grains en dehors du creuset.

- Allez ainsi jusqu'à la position du palier maximum, soit 70 % de l'échelle,
- rester à cette position le temps que la pression indiquée par la jauge thermocouple se stabilise,
- augmenter par deux fois le chauffage du creuset jusqu'à 75 %,
- rester chaque fois à cette position pendant 30 secondes,
- ouvrir maintenant V1, après avoir vérifié que V2 est bien fermée,
- compter les 10 minutes et faire l'introduction du ^{38}Ar étalon (cf. § b ci-dessus),
- augmenter par deux fois encore le chauffage du creuset à la position 70 %, et y rester à chaque passage pendant 30 secondes,
- refaire un dernier passage (un peu plus long, 1 mn au plus) à la même position (à 70 %)

La pression, à ce moment, ne diminue pratiquement plus, et n'augmente plus non plus. On peut donc passer à la purification des gaz extraits.

d) Purification des gaz

Ce n'est qu'au bout des 10 minutes que commenceront les opérations de purification suivantes :

- dépiéger les gaz sur le charbon actif C1, c'est-à-dire enlever le petit dewar à azote liquide dans lequel plonge le piège C1 et le réchauffer avec son four porté à 300°C,

- surveiller la pression à l'aide de la jauge thermocouple (les gaz libérés, la pression passe par deux maxima correspondant au dégazage des parois et du charbon actif),
- cette pression, au bout de 5 mn environ, baisse jusqu'à moins 20 millitorr,
- diminuer, dans ces conditions, le chauffage du creuset à 40 puis à 25 % de l'échelle,
- remplir, avec de l'azote liquide, le dewar placé autour du tube en U,
- descendre la température du four à titane de 800 à 600°C,
- enlever, pendant que le titane se refroidit, le four autour du piège à charbon actif C2,
- compter 5 mn,
- refroidir le piège à charbon actif C2 à l'azote liquide,
- la pression baisse pendant ce temps en dessous de 10 millitorr,
- la température du four à titane baisse aussi aux environs de 630 - 620°C,
- ouvrir la vanne V3, les gaz restants, purifiés sont donc piégés sur le charbon actif C2,
- compter 5 mn,
- fermer V3,
- ouvrir aussitôt V4,
- enlever l'azote liquide du piège C2, et le réchauffer à 300°C,
- attendre 5 mn,
- refroidir de nouveau le piège C2 à l'azote liquide,
- attendre 5 mn,
- fermer V20 et V11 (vanne de pompage du système d'introduction au spectromètre)
- ouvrir V9 ou V10 selon la rampe en opération,
- fermer V4,
- enlever l'azote liquide du charbon actif C2 et le réchauffer à 300°C,
- rester dans cette configuration pendant 3 à 5 mn, le temps que s'effectuent l'équilibre des pressions et l'action du piège Al / Zr,
- introduire le gaz dans le spectromètre de masse.

e) Introduction du gaz dans le spectromètre et enregistrement

- Vérifier, pendant les 3 - 5 mn précédant l'opération d'introduction au spectromètre, que le sélecteur de champ magnétique et le voltmètre sont prêts à fonctionner,
- entrer dans l'Apple (programme A), les données correspondant à l'enregistrement à faire,
- se placer ensuite sur la position déclenchement du chronomètre.

Au bout des 3 - 5 mn :

- fermer V17 (vanne de pompage du spectromètre de masse),
- mettre en route l'enregistreur,
- ouvrir la vanne V22 (vanne d'accès du système d'introduction vers le spectromètre de masse), et déclencher le chronomètre simultanément,
- se placer sur la position masse 40 et vérifier l'entrée parfaite du gaz dans le spectromètre

- faire un tour complet des masses (balayage des pics de 40 à 36),
- revenir sur la masse 40,
- vérifier le centrage des pics,
- se placer sur la position de l'enregistrement automatique,
- attendre au moins 5 mn,
- fermer V22, et
- mettre en route l'enregistreur automatique en tapant sur la lettre C et "return",
- fermer V9 ou V10 selon la rampe utilisée,
- ouvrir V11 et V20

L'enregistrement s'effectue de manière asymétrique avec la séquence suivante : masse 40, ligne de base 40, masse 38, ligne de base 38, ligne de base 36 - masse hautes, masse 36, ligne de base 36 - masses basses (fig. A2). L'enregistrement comporte au moins dix spectres par bloc, et deux blocs sont normalement enregistrés.

A la fin de l'enregistrement,

- valider chaque bloc sur l'imprimante et la disquette,
- arrêter l'enregistreur automatique,
- ouvrir la vanne V17.

Fin de l'analyse, et le spectromètre est aussitôt prêt pour l'analyse isotopique suivante qui peut avoir lieu sur l'autre rampe.

Le traitement des deux blocs enregistrés permet d'obtenir les valeurs des potentiels correspondants à chaque isotope au temps de l'introduction. Ce résultat est stocké en fichier provisoire et traité pour le calcul de l'âge.

g) Fin de la mesure - dégazage du creuset et étuvage

Avant que commence l'enregistrement, les manipulations concernant le nettoyage de la rampe utilisée peuvent être entreprises. On opère comme suit :

- ouvrir V2,
- laisser V1 ouverte,
- fermer légèrement V7, V5 ou V6 (selon la rampe en opération),
- enlever l'azote liquide du tube en U, et laisser réchauffer ce dernier à la t_p ambiante,
- placer la température du four à titane à 900°C,
- chauffer le creuset avec le four à induction à 40 % de l'échelle,
- surveiller la pression indiquée par la jauge thermocouple de la rampe,
- attendre que la pression se soit stabilisée plus bas après avoir atteint un maximum,
- augmenter le chauffage du creuset à 60 %,

N° d'analyse 2147

N° échantillon 89MB20 Q

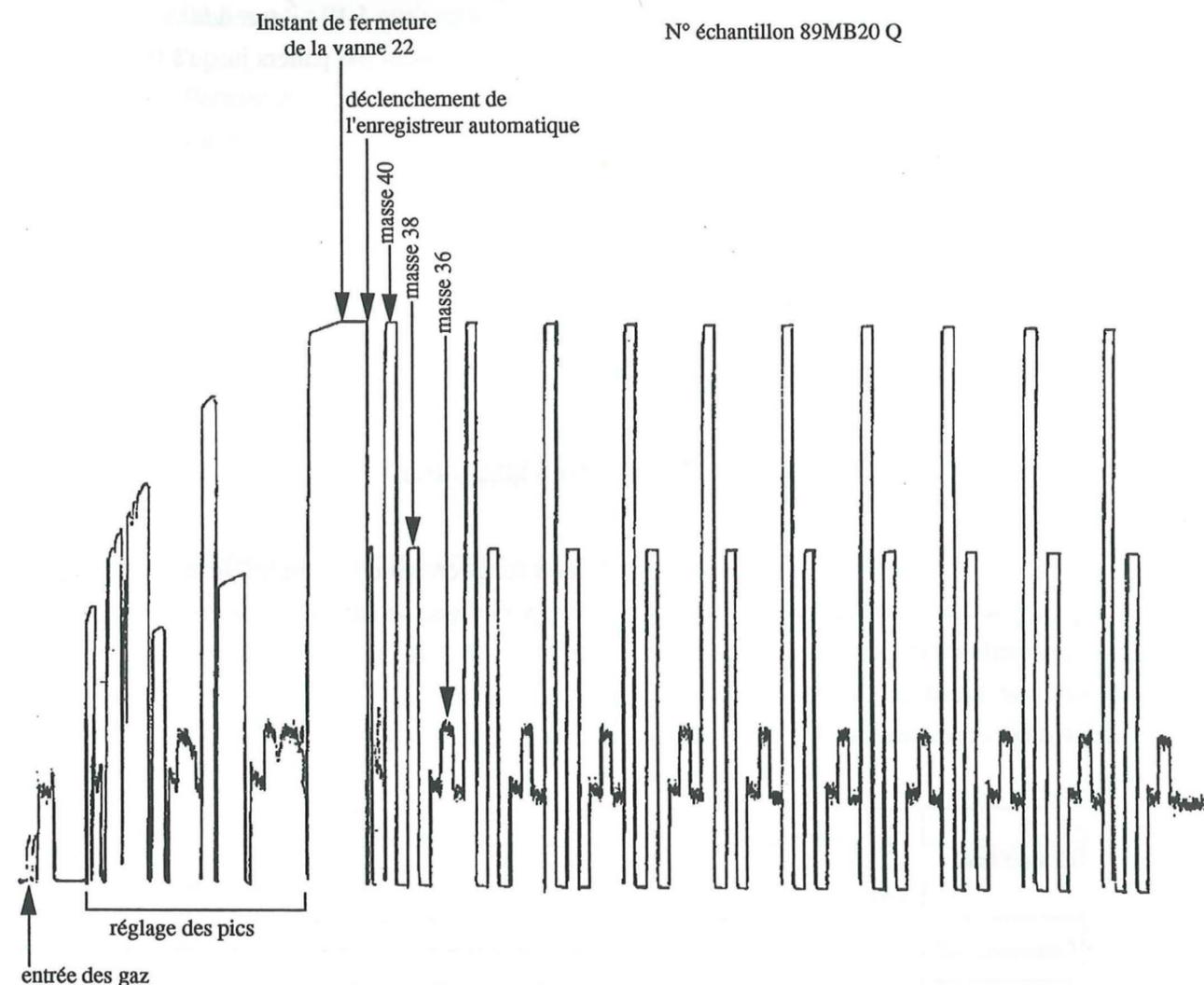


Figure A2: spectre d'enregistrement (Institut Dolomieu)

- rester à cette position pendant quelques minutes,
- la pression est stable,
- chauffer le creuset à 70 % de l'intensité maximale deux ou trois fois, pendant 30 sec,
- la pression indiquée par la jauge à ionisation baisse à environ 5.10^{-5} torr à 60 %,
- arrêter le chauffage du four à induction (le faire en l'abaissant par paliers jusqu'à 0 %),
- arrêter l'alimentation du thermocouple,
- ouvrir V₃,
- démonter le circuit d'eau de refroidissement,
- démonter l'inducteur du four à induction,
- mettre en étuvage,
- fermer le caisson d'étuvage.

La rampe est prête pour la prochaine mesure.

II) PRECISION ET REPRODUCTIBILITE DES MESURES

Ces deux facteurs sont conditionnés par le bon fonctionnement d'ensemble de l'appareil utilisé. Ce fonctionnement est contrôlé par un dosage périodique de l'argon radiogénique sur des standards interlaboratoires. Les résultats de ces analyses ont montré que les concentrations en ⁴⁰Ar radiogénique mesurées n'ont pratiquement pas variées au cours des temps, et ont montré également des concentrations moyennes comparables aux moyennes internationales (tableau I).

Echantillons	Argon 40 (nl/g) : moyennes internationales	⁴⁰ Ar rad. (%)	Argon 40 (nl/g) : moyennes Grenoble (Institut Dolomieu)	Ecart type observé entre témoins interlaboratoires (%)	Nombre d'analyses
Glauconite GIO	24,82	90 - 95	25,136 ± 0,533 (1σ)	2,2	11
Biotite LP6	43,10	90 - 95	43,76 ± 0,95 (1σ)	2,2	6
Biotite 4B	5,36	~ 50	5,632 ± 0,191 (1σ)	3,4	3
Biotite HD B1	7,70	60	7,664 ± 0,235 (1σ)	3,1	13

Tableau I : Teneurs moyennes en ⁴⁰Ar rad. des minéraux étalons interlaboratoires.

III) CORRECTION SUR LES MESURES

En règle générale, la correction à apporter aux données issues de l'analyse K - Ar est celle qui concerne la contamination des échantillons par de l'argon dans de conditions expérimentales.

Cette contamination est contrôlée par un dosage périodique de la quantité d'argon atmosphérique enfermée dans le dispositif de distribution de l'argon 38 étalon. Le dosage de l'Ar atmosphérique se fait, comme pour l'argon 40 radiogénique, au moyen d'un spectromètre de masse et de la manière suivante :

- Fermer dans l'ordre les vannes V₁₉, V₂₀, et V₁₁,
- ouvrir la vanne V₁₈, pendant 30 sec. au moins (ne jamais laisser à la fois V₁₈ et V₁₉ ouvertes),
- procéder, pendant les trente secondes, à l'introduction dans l'Apple des données de l'enregistrement à effectuer,
- fermer, au bout des 30 sec, la vanne V₁₈,
- ouvrir V₂₀, puis V₁₉,
- ouvrir V₂₂ et déclencher aussitôt le chronomètre d'enregistrement,
- procéder au balayage des masses, de 40 à 36,
- revenir sur la position masse 40,
- compter 5 mn,
- commencer l'analyse (fermer V₂₂, taper sur la lettre C, et "envoi"),
- ouvrir V₁₁,
- attendre la fin de l'enregistrement,
- arrêter l'enregistreur automatique,
- ouvrir la vanne V₁₇,
- fin de l'analyse.

Le traitement l'enregistrement, pour déterminer la valeur d'⁴⁰Ar atmosphérique nécessaire de correction, se fait de la même manière que pour le dosage de l'⁴⁰Ar radiogénique.



THESE de DOCTORAT
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

Titre de l'ouvrage :
EXCES D'ARGON RADIOGENIQUE DANS
LES QUARTZ DES FISSURES TECTONIQUES :
IMPLICATIONS POUR LA DATATION
DES SERIES METAMORPHIQUES.
L'EXEMPLE DE LA COUPE DE LA ROMANCHE,
ALPES OCCIDENTALES FRANCAISES

Nom de l'auteur :
NZIENGUI Jean-Jacques

Etablissement :
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

RESUME

De fortes concentrations d'⁴⁰Ar radiogénique en excès ont été découvertes sur des remplissages quartzeux de fissures alpines par la méthode de datation conventionnelle K - Ar. Cet argon radiogénique en excès se localiserait préférentiellement dans les inclusions fluides du quartz. La caractérisation thermo-barométrique de ces inclusions indique qu'elles ont piégé des fluides associés au métamorphisme régional. Leur analyse K - Ar a montré des rapports isotopiques ⁴⁰Ar / ³⁶Ar d'argons anormaux à l'échelle régionale. Le piégeage de ces fluides s'effectuerait au début du refroidissement général, juste après le pic du métamorphisme.

La datation conventionnelle des phyllosilicates fournit des résultats hétérogènes et plus vieux que l'âge géologique possible. Mais, si l'on considère que l'âge K - Ar d'un phyllosilicate métamorphique correspond aussi au début du refroidissement, il y a identité entre l'âge de ces phyllosilicates et le moment du piégeage des inclusions fluides des quartz. Ceci autoriserait la simple soustraction de l'excès d'argon radiogénique contenu dans les quartz de celui mesuré dans les phyllosilicates. De façon surprenante, bien que ce procédé ne puisse être considéré comme totalement valide, les âges corrigés calculés correspondent à l'âge supposé du métamorphisme.

Le fait caractéristique majeur des unités étudiées dans ce travail, est leur relative "impermeabilité". Tout événement métamorphique affectant ces séquences, provoque la libération de l'argon radiogénique préalablement accumulé. Cet argon ne peut s'échapper totalement et reste partiellement dissout dans les fluides formés durant le métamorphisme. Ces fluides sont donc enrichis en ⁴⁰Ar radiogénique, et piégés dans "tous les minéraux", y compris les quartz, pendant leur croissance.

MOTS CLES

Quartz ; Fissures ; Phyllosilicates ; Métamorphisme ;
Datation K - Ar ; Inclusions fluides ; Microthermométrie ;
Excès d'argon.