



HAL
open science

Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine.

Jean-Louis Paquette

► **To cite this version:**

Jean-Louis Paquette. Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine.. Géochimie. Université Rennes 1, 1987. Français. NNT: . tel-00675107

HAL Id: tel-00675107

<https://theses.hal.science/tel-00675107>

Submitted on 29 Feb 2012

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.

J. L. PAQUETTE

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-13-0

**comportement des systèmes
isotopiques U-Pb et Sm-Nd
dans le
métamorphisme éclogitique**

CHAINE HERCYNIENNE ET CHAINE ALPINE

MEMOIRES ET DOCUMENTS

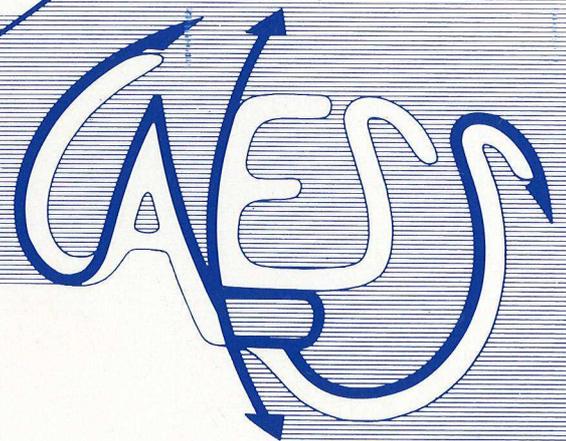
du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n°14

Rennes 1987



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°14

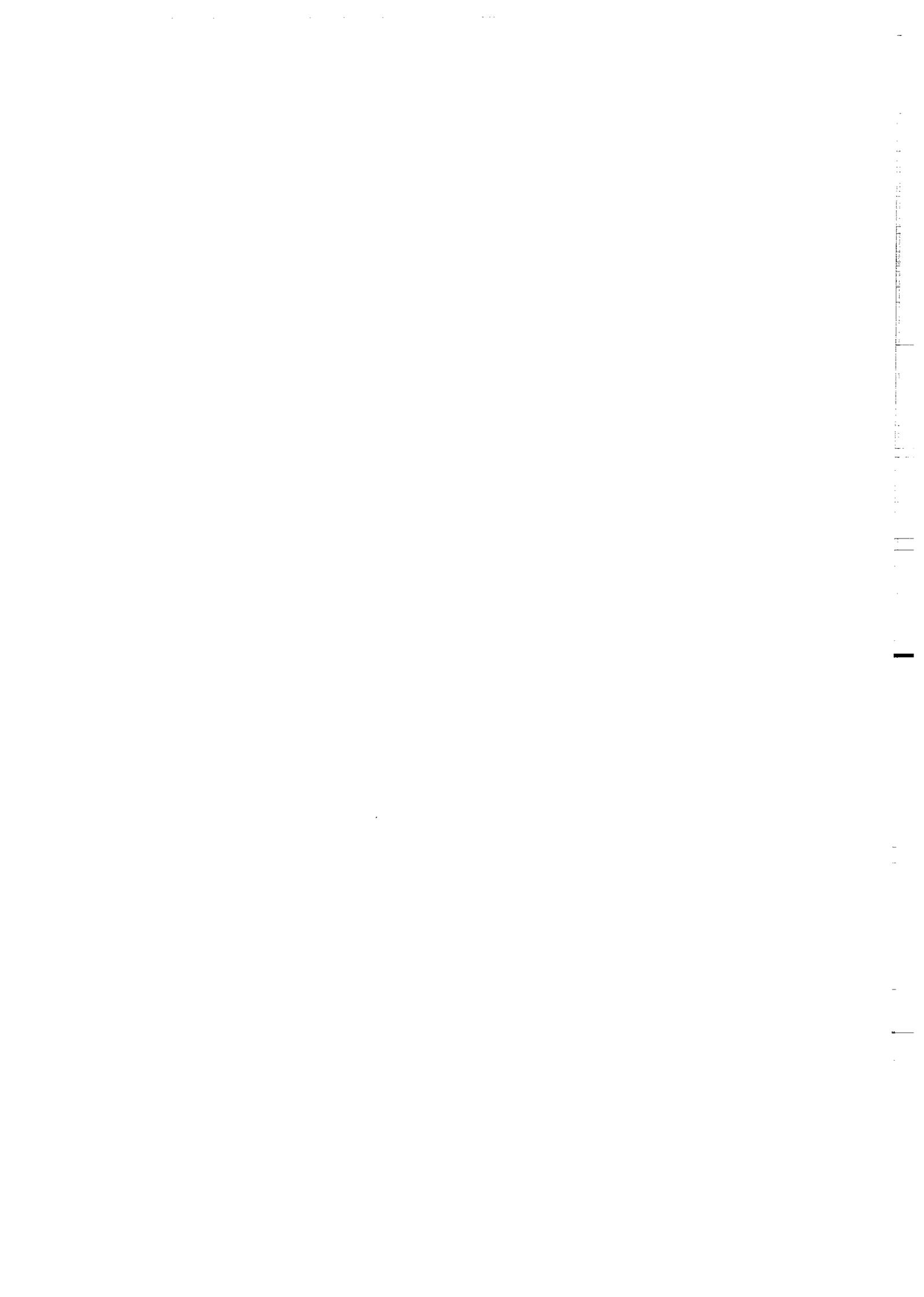
J.L. PAQUETTE

**Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd
dans le métamorphisme éclogitique.
Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 4 Juin 1987**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1987



ISSN : 0755-978 X

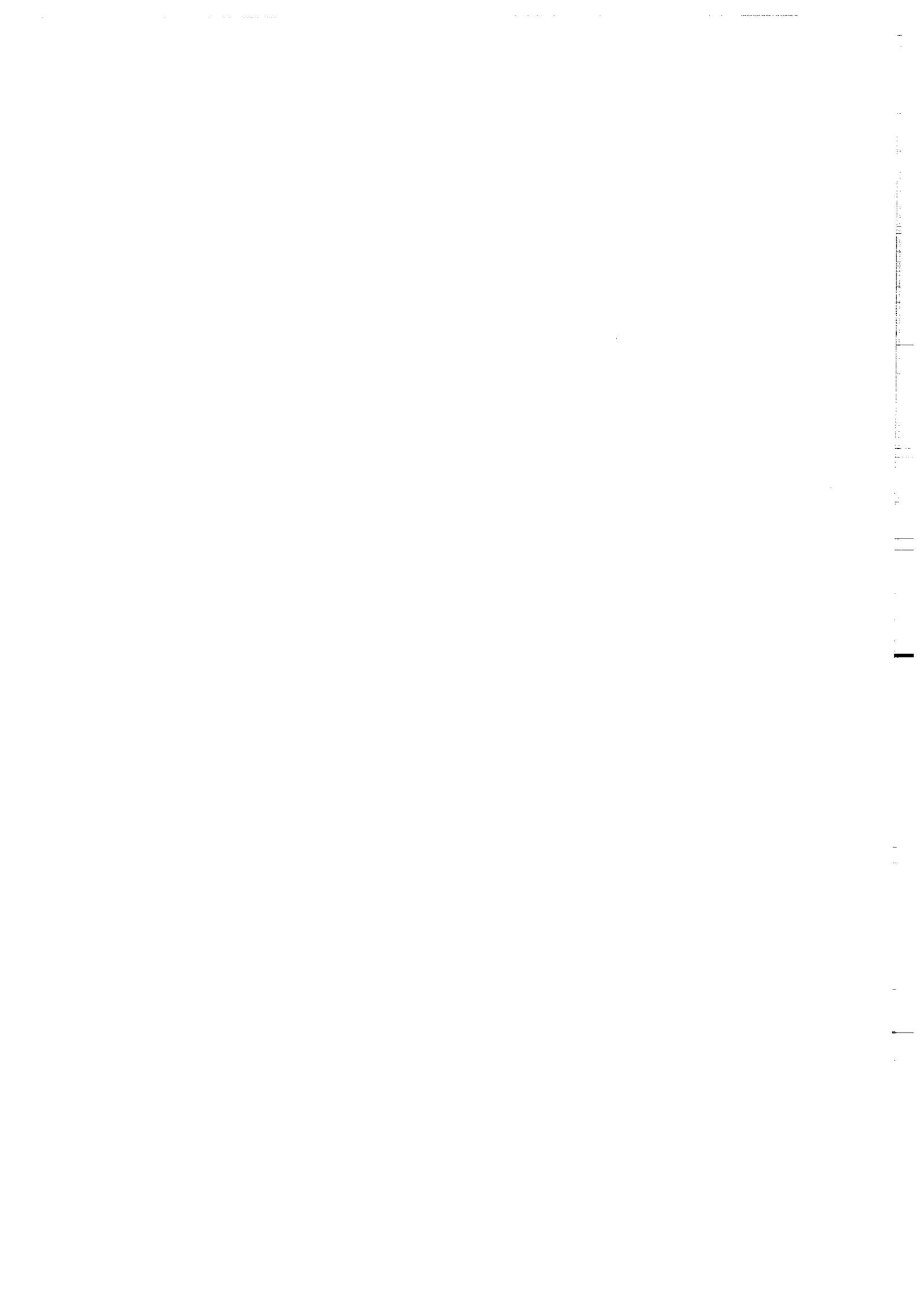
ISBN : 2-905532-13-0

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

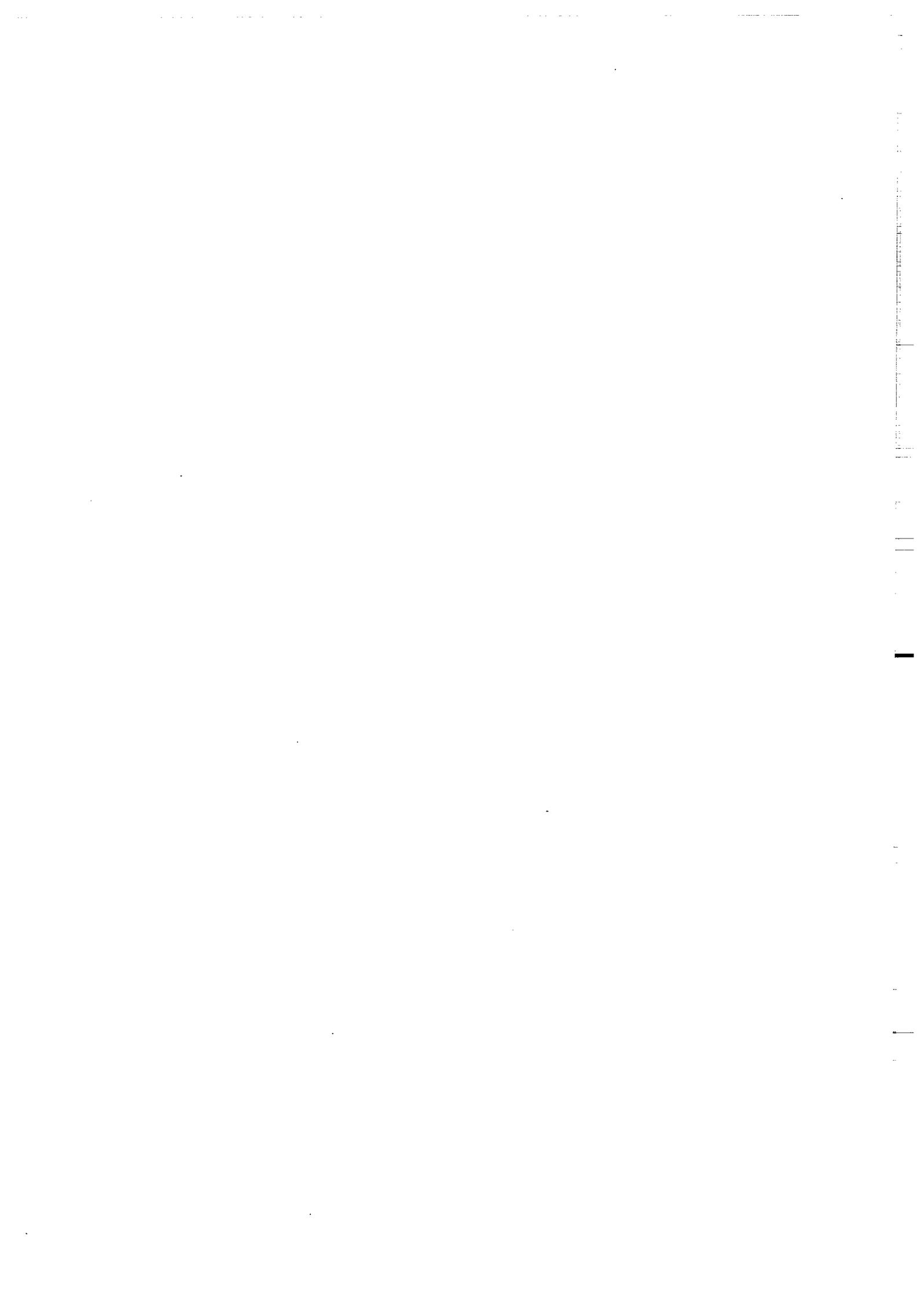
J.L. PAQUETTE (1987)

**Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans
le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et
chaîne Alpine.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 14 ; 190p.



*A tous ceux qui ont participé
à la réalisation de ce travail,
Merci.*



PLAN DU MEMOIRE

| | |
|---|----|
| INTRODUCTION. | 1 |
| PREMIERE PARTIE : LA CHAINE HERCYNienne. | |
| <u>LA CHAINE HERCYNienne.</u> | 3 |
| Contexte géologique. | 3 |
| Eclogites et metabasites dans la chaîne Hercynienne. | 5 |
| <u>CHAPITRE I : les massifs cristallins externes alpins</u> | 8 |
| (Aiguilles Rouges - Belledonne - Argentera). | |
| 1/ Introduction - cadre géologique. | 8 |
| 2/ Etude géochimique. | 10 |
| 2.1/ Eléments majeurs et traces (exceptées REE). | 10 |
| 2.2/ Les terres rares (REE). | 14 |
| 2.3/ Géochimie isotopique du Nd. | 19 |
| 2.4/ Conclusion de l'étude géochimique. | 22 |
| 3/ Etude géochronologique (U-Pb sur zircons). | 23 |
| 3.1/ Le massif des Aiguilles Rouges. | 23 |
| 3.2/ Le massif de l'Argentera. | 27 |
| 3.3/ Le massif de Belledonne. | 32 |
| 4/ Discussion. | 39 |
| 4.1/ Signification des intercepts supérieurs anciens : modèle de contamination. | 39 |
| 4.2/ Interprétation géologique des résultats. | 44 |
| <u>CHAPITRE II : le complexe de Champtoceaux.</u> | 47 |
| 1/ Introduction. | 47 |
| 2/ Etude pétrologique du complexe de Champtoceaux. | 48 |
| 2.1/ Histoire pression-température de la nappe de Champtoceaux (S. Massif Armoricaïn). | 49 |
| I- Introduction. | 50 |
| II- Constitution lithologique de la nappe de Champtoceaux. | 51 |
| 1/ Unité 1 | 52 |
| 2/ Unité 2 | 54 |
| 3/ Unité 3 | 54 |

| | |
|--|----|
| III- Histoire P-T de la nappe de Champtoceaux. | 55 |
| 1/ Conditions P-T du métamorphisme éclogitique. | 56 |
| 2/ Histoire post-éclogitique. | 58 |
| IV/ Discussion et conclusion. | 59 |
| 1/ Mécanisme de préservation des paragenèses éclogitiques dans la nappe de Champtoceaux. | 60 |
| 2/ Histoire de la collision dans la chaîne Hercynienne. | 61 |
| 2.2/ Le métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux. | 62 |
| Introduction générale. | 62 |
| Contexte géologique. | 63 |
| Pétrographie. | 64 |
| Minéralogie. | 64 |
| Estimation des conditions P-T. | 65 |
| Conclusion. | 65 |
| 3/ Géochimie des metabasites. | 67 |
| 3.1/ Eléments majeurs et traces (exceptées REE). | 67 |
| 3.2/ Les terres rares (REE). | 73 |
| Les éclogites de l'unité inférieure. | 73 |
| Les métagabbros de l'unité supérieure. | 75 |
| 3.3/ Etude isotopique Sm-Nd. | 76 |
| 3.4/ Conclusion de l'étude géochimique. | 78 |
| 4/ Géochronologie (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd et Rb-Sr). | 79 |
| 4.1/ L'âge de la structuration du complexe de Champtoceaux. | 80 |
| Introduction | 80 |
| I- Le contexte structural - historique. | 80 |
| II- Les études géochronologiques antérieures. | 81 |
| III- L'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert. | 81 |
| IV- Etude géochronologique. | 82 |
| V- Discussions et conclusions. | 83 |
| 4.2/ Existe-t-il des reliques d'un socle Précambrien ancien dans le complexe de Champtoceaux? | 86 |
| 1- Introduction. | 87 |
| 2- Eclogites of the Champtoceaux Complex. | 87 |
| 3- Old radiometric ages in south Brittany. | 93 |
| 4- Regional zonation in the age of high-pressure metamorphism in south Brittany. | 95 |
| 5- Interpretative model and conclusions. | 96 |

| | |
|---|-----|
| 4.3/ Etude de l'unité inférieure. | 102 |
| Les metabasites éclogitiques. | 102 |
| L'encaissant éclogitique. | 105 |
| Le métagranite de La Picherais. | 106 |
| 4.4/ Etude des métagabbros de l'unité supérieure. | 108 |
| 5/ Discussion. | 110 |
| 5.1/ Les metabasites de baie d'Audierne et de Vendée. | 110 |
| 5.2/ Les implications géologiques. | 114 |
| <u>CHAPITRE III : le Léon.</u> | 115 |
| Introduction. | 115 |
| I- Etude structurale. | 116 |
| 1- Cadre géologique. | 116 |
| 2- La déformation. | 118 |
| II- Etude pétrologique. | 119 |
| 1- Pétrographie et minéralogie. | 120 |
| 2- Conditions P-T du métamorphisme éclogitique et histoire post-éclogitique. | 123 |
| III- Géochimie - Géochronologie. | 126 |
| 1- Géochimie. | 126 |
| 2- Géochronologie U-Pb sur zircons. | 131 |
| IV- Discussion et conclusion. | 132 |
| <u>CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE.</u> | 135 |

◇◇◇◇◇◇◇◇

| | |
|--|-----|
| SECONDE PARTIE : LA CHAINE ALPINE. | 137 |
| <u>INTRODUCTION.</u> | 137 |
| <u>CHAPITRE I : Etude géochronologique du métagranite éclogitique du Mont Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes occiden- tales italiennes).</u> | 138 |
| 1/ Introduction, contexte géologique. | 138 |
| 2/ Etude géochronologique U-Pb sur zircons: résultats et conséquences. | 139 |
| 3/ Le magmatisme Permo-Carbonifère dans le domaine Austro-Alpin. | 142 |

| | |
|---|-----|
| <u>CHAPITRE II : Le métamorphisme de haute pression dans les massifs cristallins internes alpins : Dora-Maïra et Mont-Rose.</u> | 143 |
| 1/ Introduction et situation géologique. | 143 |
| 2/ Géochronologie U-Pb sur zircons et Rb-Sr : résultats et implications géodynamiques. | 144 |
| 2.1/ Massif de Dora-Maïra. | 144 |
| 2.2/ Massif du Mont Rose. | 146 |
| <u>CONCLUSION DE LA SECONDE PARTIE.</u> | 150 |
| ◇◇◇◇◇◇◇◇ | |
| CONCLUSION GENERALE. | 151 |
| ◇◇◇◇◇◇◇◇ | |
| PHOTOGRAPHIES . | 154 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES. | 156 |
| ANNEXE A : METHODES ANALYTIQUES. | 182 |
| 1/ Préparation des échantillons. | 182 |
| 1.1/ Analyses roche totale. | 182 |
| 1.2/ Séparation des zircons. | 182 |
| 2° Procédures chimiques. | 183 |
| 2.1/ Rb, Sr et REE. | 183 |
| 2.2/ Plomb commun. | 183 |
| 2.3/ U-Pb sur zircons. | 183 |
| 3/ Procédure spectrométrique. | 184 |
| 3.1/ Méthode Rb-Sr. | 184 |
| 3.2/ Spectres de REE. | 184 |
| 3.3/ Composition isotopique du Nd. | 184 |
| 3.4/ Méthode U-Pb sur zircons. | 185 |
| 4/ Analyses chimiques. | 186 |
| 5/ Microscopie électronique. | 186 |
| ANNEXE B : LOCALISATION ET DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS. | 187 |

◇◇◇◇◇◇◇◇

COMPORTEMENT DES SYSTEMES ISOTOPIQUES U-Pb ET Sm-Nd DANS LE
METAMORPHISME ECLOGITIQUE.
CHAINE HERCYNIEENNE ET CHAINE ALPINE.

Résumé :

-Les éclogites témoignent, pour la plupart d'entre elles, de l'existence de lambeaux de paléocroûtes océaniques affectés par des conditions tectonométamorphiques très intenses. Ces roches représentent généralement les premiers épisodes de la formation des chaînes de montagne, avant les phénomènes de collision continentale. L'étude géochronologique et géochimique des éclogites est fondamentale car elle apporte d'une part de nombreuses contraintes à la géologie des massifs cristallins étudiés, et permet d'autre part de caractériser le comportement des systèmes isotopiques lors d'un métamorphisme de haut grade.

-L'ensemble des résultats géochimiques et isotopiques montre que la majorité des protolithes des éclogites étudiées provenant du Massif Armoricaïn (Champtoceaux-Léon) et des massifs externes alpins (Aiguilles Rouges-Belledonne-Argentera) sont comparables aux basaltes de rides médio-océaniques actuels.

-L'étude géochronologique U-Pb sur zircons a révélé une large gamme d'âges de magmatisme initial de ces metabasites. Les résultats sont divisés en deux groupes: les âges précambriens et les âges paléozoïques. Un modèle de faible contamination propose qu'une très faible contribution crustale introduise une information géochronologique erronée sans perturber les caractères géochimiques des roches étudiées. Ceci permet d'interpréter la diversité des âges précambriens obtenus. Dans les deux domaines étudiés, le magmatisme océanique d'âge paléozoïque a été daté en deux époques distinctes: 460-500 Ma et 350-380 Ma.

-Le métamorphisme éclogitique est lui-aussi constitué de plusieurs épisodes: (1) majeur 400-440 Ma et (2) tardif à 350-370 Ma. Ceci permet de proposer la fermeture de plusieurs domaines océaniques et une évolution non-synchrone de l'ensemble de la chaîne hercynienne.

-Dans la chaîne alpine, les âges obtenus par U-Pb sur zircons: 286 Ma (magmatisme) pour le métagranite éclogitique du Mont Mucrone et 117 Ma (métamorphisme) sur un métaquartzite éclogitique du massif de Dora-Maira permettent de corréler les résultats géochronologiques avec les conditions P-T du métamorphisme: le système U-Pb du granite n'a pas été modifié par le métamorphisme HP-BT, au contraire l'événement HP-HT a été enregistré par les zircons du sédiment.

Mots clés: chaîne hercynienne - chaîne alpine - Massif Armoricaïn - massifs cristallins externes - paléocroûte océanique - métamorphisme de haute pression - éclogite - géochimie isotopique - terres rares - géochronologie U-Pb sur zircons - Précambrien - Paléozoïque - contamination crustale.

INTRODUCTION

Les éclogites témoignent, pour la plupart d'entre elles, de l'existence de lambeaux de paléocroûtes océaniques ayant rencontré des conditions tectonométamorphiques très intenses lors de grands chevauchements et/ou processus de subduction-obduction. Ces roches affleurent dans les zones axiales des orogènes de collision; elles représentent les premiers épisodes de la formation des chaînes de montagne.

L'étude géochronologique et géochimique de ces éclogites est fondamentale car elle apporte, d'une part de nombreuses contraintes à la géologie des massifs étudiés, et permet d'autre part de caractériser le comportement des systèmes isotopiques affectés par un métamorphisme de haut grade.

Dans un premier temps, les éclogites furent considérées comme des roches très anciennes parce qu'elles étaient très intensément métamorphisées. Cette notion n'a actuellement plus cours, cependant les metabasites éclogitiques, grâce à leur comportement réfractaire, peuvent permettre de retrouver d'éventuels témoins de l'existence de socles anciens repris dans les chaînes récentes. Le chronomètre U-Pb sur zircons a été utilisé afin de déterminer, d'une part l'âge du magmatisme initial des protolithes des éclogites, et d'autre part l'âge du métamorphisme de haut grade. Une approche multiméthodologique par les systèmes Sm-Nd et Pb-Pb a été entreprise, permettant de contraindre mutuellement les résultats obtenus.

Conjointement et sur les mêmes échantillons, une étude géochimique et isotopique (éléments majeurs, éléments en traces - incluant les terres rares - et Sm-Nd) a été réalisée afin de distinguer les sources et les sites géotectoniques de magmatisme initial des protolithes.

Les objets étudiés ont été échantillonnés dans différents massifs:

(1) dans la première partie seront examinées des metabasites provenant de la chaîne hercynienne.

- Les massifs cristallins externes alpins (Aiguilles Rouges-Belledonne-Argentera) qui constituent un domaine encore mal connu de la chaîne hercynienne.

- Le Massif Armoricaïn, représenté par deux massifs cristallins aux contextes géologiques fort différents: la nappe de Champtoceaux et le complexe du Léon.

(2) Dans la seconde partie, l'étude se concentre sur des roches différenciées, métamorphisées en faciès éclogite, et provenant de la chaîne alpine.

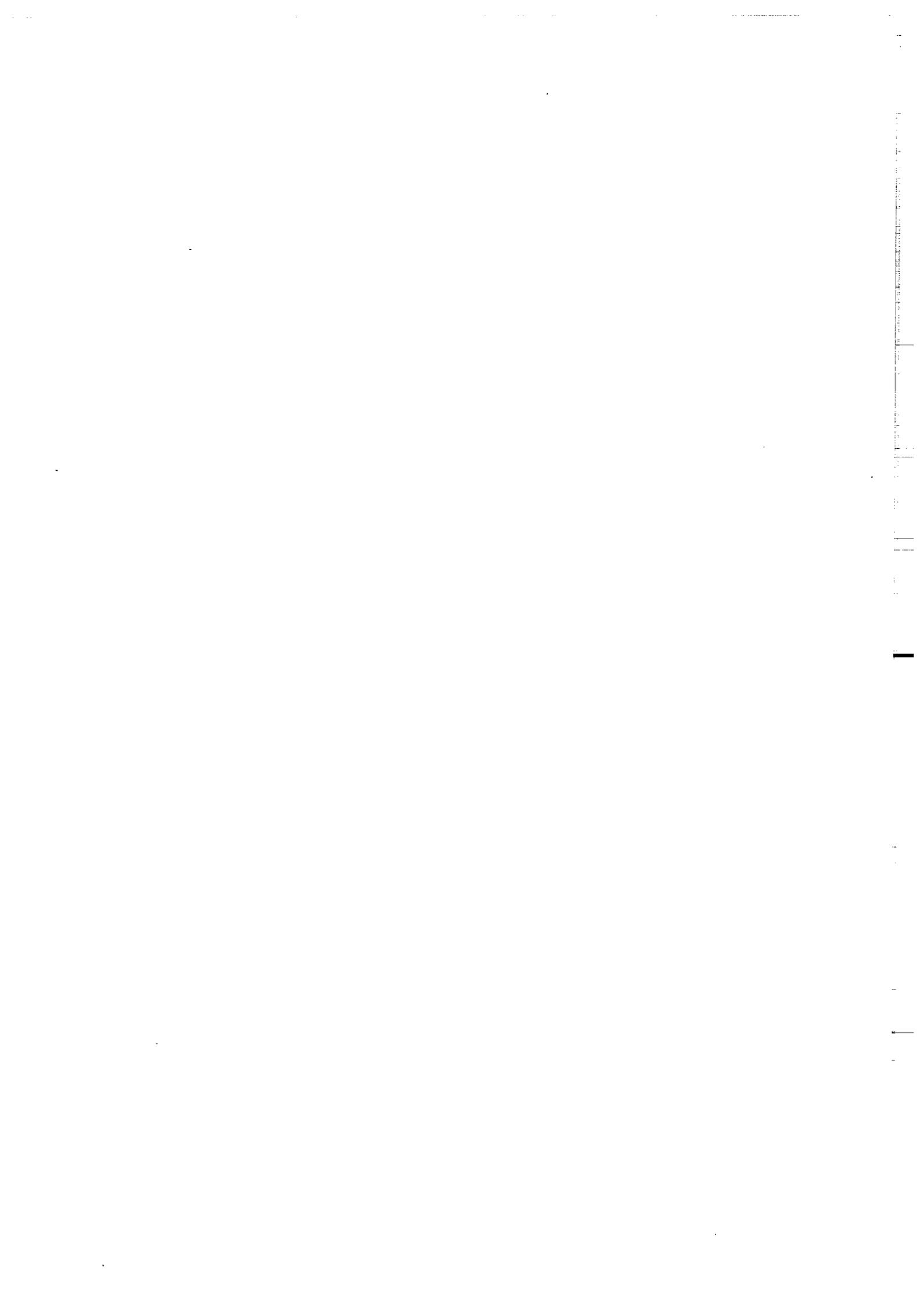
- Le métagranite du Mont Mucrone en zone Sesia-Lanzo.

- Deux métasédiments échantillonnés dans les massifs cristallins internes du Mont Rose et de Dora-Maïra.

Chacune de ces deux parties comporte une conclusion spécifique; une conclusion générale rappelle les principaux résultats et propose de nouveaux développements.

PREMIERE PARTIE:

LA CHAINE HERCYNIENNE.



LA CHAÎNE HERCYNIENNE

CONTEXTE GEOLOGIQUE

La chaîne hercynienne d'Europe s'étend sur plus de 3000 km de long, avec une largeur moyenne de 700 km, depuis le Sud de la Péninsule Ibérique jusqu'au massif de Bohême. Cette ceinture orogénique, sinueuse et discontinue (fig. 1), est caractérisée par une relative symétrie et une allure générale en éventail qui illustre l'importante tectonique tangentielle (Bard et al., 1980). Elle présente dans sa partie occidentale une virgation majeure: l'arc Ibéro-Armoricain (Bard et al., 1971, 1973, 1980 et de nombreux articles dans Comba, 1983), qui serait liée à un phénomène "d'effet de coin" durant une collision continentale (Brun and Burg, 1982). Cette chaîne est bordée au Nord par le bouclier Russo-Scandinave. Les relations à sa bordure méridionale ont été considérablement obscurcies par la tectonique post-hercynienne due aux déplacements relatifs entre l'Europe et l'Afrique. Les caractères tectoniques de la chaîne hercynienne, du type obduction-collision, suggèrent que la bordure Sud était une grande plaque continentale Africaine (Cogné, 1977; Bard et al., 1980; Autran and Cogné, 1980; Matte, 1986).

La chaîne hercynienne fut longtemps considérée comme une entité purement ensialique, définissant ainsi un concept "d'Hercynotype" (Zwart and Dornsiepen, 1978), caractérisé par l'abondance des granitoïdes et un métamorphisme de haute température et basse pression, s'opposant à un concept "d'Alpinotype", caractérisé par l'abondance des corps ophiolitiques et un métamorphisme de haute pression. L'application des théories fondamentales de la tectonique des plaques et surtout la comparaison de la chaîne hercynienne avec les Alpes et l'Himalaya ont permis de définir des marqueurs tectoniques (corps ophiolitiques, grands chevauchements, zones de sutures,...), communs à l'ensemble de ces chaînes de montagnes et symptomatiques de phénomènes de collision entre blocs continentaux (Cogné, 1977; Bard et al., 1980; Autran and Cogné, 1980; Matte and Burg, 1981).

Les reconstitutions géodynamiques s'accordent pour considérer la chaîne hercynienne comme résultant de la fermeture d'un ou plusieurs domaines océaniques (encore mal définis en termes d'extension et de sites géotectoniques), puis un blocage de la subduction avec le développement de phénomènes d'obduction, suivis par la collision de deux blocs continentaux et une déformation intracontinentale. Ces différents stades de formation de la chaîne hercynienne ont été décomposés en plusieurs cycles successifs: Calédonien, Acadien ou Ligérien, Hercynien s.s. (Autran et Cogné, 1980). Cette notion a depuis fait place à une conception de migration dans le temps et dans l'espace des événements tectonométamorphiques, qui s'effectue depuis les zones internes vers les bassins externes (Matte, 1986).

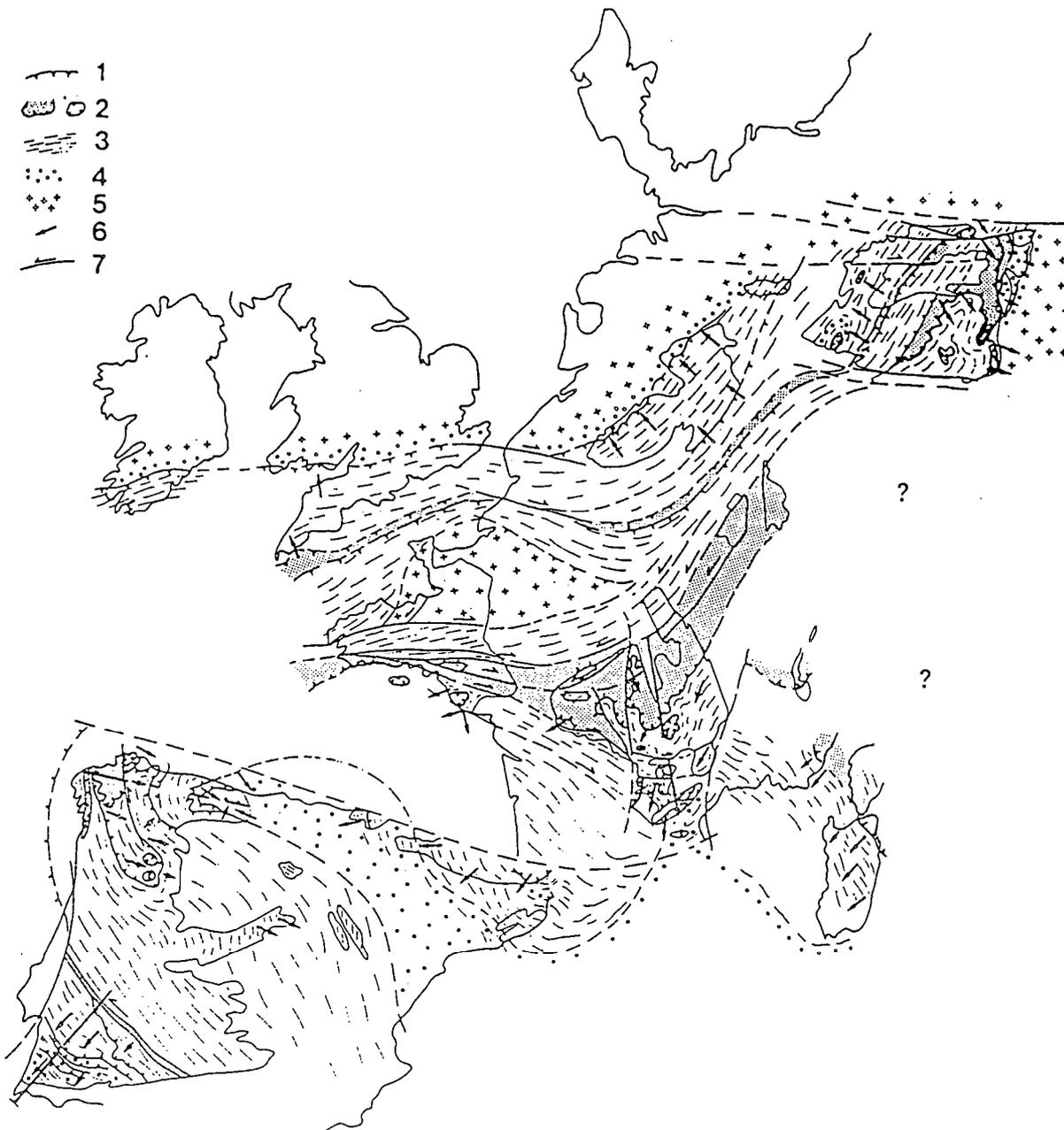


Fig.1: schéma structural de la chaîne varisque d'Europe (Matte, 1986). 1: principaux décrochements; 2: nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques; 3: domaines à schistosité de flux ou foliation; 4: bassins dévono-carbonifères externes; 5: plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque; 6: sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés; 7: grands décrochements ductiles.

Fort logiquement, l'intérêt s'est porté vers les zones internes de la chaîne; celles-ci sont représentées en Péninsule Ibérique, Massif Armoricain, Massif Central, bloc Corso-Sarde, Maures et Estérel, Alpes, Vosges, Forêt Noire, MÜNchberg et Bohême. Dans ces massifs de la zone axiale affleurent des unités à métamorphisme de haut-grade, granulites de haute-pression et éclogites, qui sont parfois interprétées comme de véritables zones de suture (Burg and Matte, 1978; Bard et al., 1980; Matte, 1986). L'étude géochimique et géochronologique de ces unités fortement métamorphisées est fondamentale car elle doit apporter des contraintes essentielles sur l'âge de la formation des paléozones océaniques ainsi que leur nature géotectonique. Cette étude devra également amener des informations sur l'âge des événements tectonométamorphiques de haute température et haute pression qui sont intervenus avant la collision continentale "hercynienne" proprement dite.

ECLOGITES ET METABASITES DANS LA CHAÎNE HERCYNIENNE

Les éclogites de la chaîne hercynienne ont fait l'objet d'un nombre conséquent d'études pétrologiques détaillées. En revanche, les données géochimiques et plus particulièrement géochronologiques sont très peu nombreuses, du fait essentiellement des difficultés analytiques qu'engendre l'étude de ces roches (faibles teneurs, trop faibles quantités de zircons, méthodes difficiles à mettre en oeuvre,...). Le propos de ce chapitre est de rappeler les données publiées.

La caractérisation géochimique des protolithes des éclogites (et metabasites associées) a permis de reconnaître dans la majorité des roches étudiées d'anciennes tholéites d'origine océanique (Montigny et Allègre, 1974; Coffrant et Piboule, 1975; Briand et Piboule, 1979; Godard, 1981; Giraud et al., 1984; Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985; Bernard-Griffiths et al., 1985; Piboule and Briand, 1985; Bernard-Griffiths et al., 1986; Bodinier et al., 1986); ceci confirme le développement d'un domaine océanique avant la formation de la chaîne hercynienne. Toutefois certains arguments tant géochimiques que sédimentologiques ont amené les auteurs à préciser cette hypothèse. D'une part, la découverte dans le Massif Central de roches éclogitiques de composition andésitique, symptomatiques de l'existence d'arc(s) insulaire(s) (Bodinier et al., 1986), illustre la présence d'un (ou plusieurs) contexte(s) de subduction intra-océanique. D'autre part, les éclogites sont souvent associées sur le terrain à une importante composante détritique et volcanodétritique immature (Briand et Piboule, 1979; Piboule and Briand, 1985; Bodinier et al., 1986), qui est très différente de la sédimentation pélagique observée dans les plaines abyssales. Ces deux éléments ont

permis de proposer l'hypothèse que le magmatisme initial de ces metabasites ait pris place (1) soit dans une zone de distension crustale de type protorift, (2) soit dans un domaine de faible océanisation, (3) ou bien encore dans un environnement de type bassin marginal ou bassin arrière-arc avec un important apport terrigène. Dans cette dernière proposition, ceci implique l'existence d'un océan "méridional", totalement résorbé lors de la collision mais dont la réalité n'est pas encore démontrée.

Un élément de réflexion supplémentaire réside dans la présence de certaines éclogites de la région du Limousin (massif de Sauviat-sur-Vige), qui ont été caractérisées comme d'anciennes tholéites continentales ou d'îles océaniques, mises en place en régime intraplaque (Bernard-Griffiths and Jahn, 1981). Les relations entre ce massif et les "groupes leptyno-amphiboliques" (Forestier et al., 1973) plus typiques du Massif Central, ainsi que les implications géodynamiques qui en découlent, sont encore obscures.

Enfin, il faut également citer les éclogites de haute pression et basse température de l'île de Groix (Cogné et al., 1966; Carpenter, 1976, Quinquis, 1980) qui ont été interprétées comme d'anciens basaltes d'îles océaniques (Bernard-Griffiths et al., 1986).

Dans la partie occidentale de la chaîne hercynienne, le métamorphisme de moyenne pression et moyenne température était daté au Dévonien (340-400 Ma) (Bernard-Griffiths, 1975; Bernard-Griffiths et al., 1977; Vidal, 1980). Le métamorphisme éclogitique, non encore daté, était considéré comme une phase précoce de ces événements M.P.-M.T. La toute première datation effectuée sur des éclogites par la méthode U-Pb sur zircons est récente (Gebauer and Grünenfelder, 1979a). Elle a été réalisée à partir d'un échantillonnage composite (deux éclogites et un métagabbro) provenant du massif du Münchberg (Bavière). En postulant le cogénéisme des échantillons, les auteurs ont fait "cohabiter" sur le même alignement des fractions de zircons morphologiquement et chimiquement différentes, provenant de roches présentant des caractères géochimiques et métamorphiques (conditions P-T) assez variés, et de plus échantillonnées dans deux unités lithologiques différentes. Cet amalgame a produit des âges à 380 Ma et 500 Ma non-significatifs car les populations de zircons analysées n'étaient pas cogénétiques. Ces données ont été réinterprétées par Ducrot et al. (1983), qui ont proposé un âge de cristallisation pour le gabbro de 490-500 Ma et un métamorphisme éclogitique à 430-440 Ma.

Dans le Massif Central (Sauviat-sur-Vige, Limousin) une nouvelle "discordia composite" (liée aux trop faibles quantités de zircons extraites de chaque échantillon) a amené les auteurs (Gebauer et al., 1981) à proposer un âge Carbonifère pour le métamorphisme éclogitique. Ce résultat controversé a été réinterprété par Pin et Peucat (1986) qui proposent un âge Silurien pour le métamorphisme H.T.-H.P.

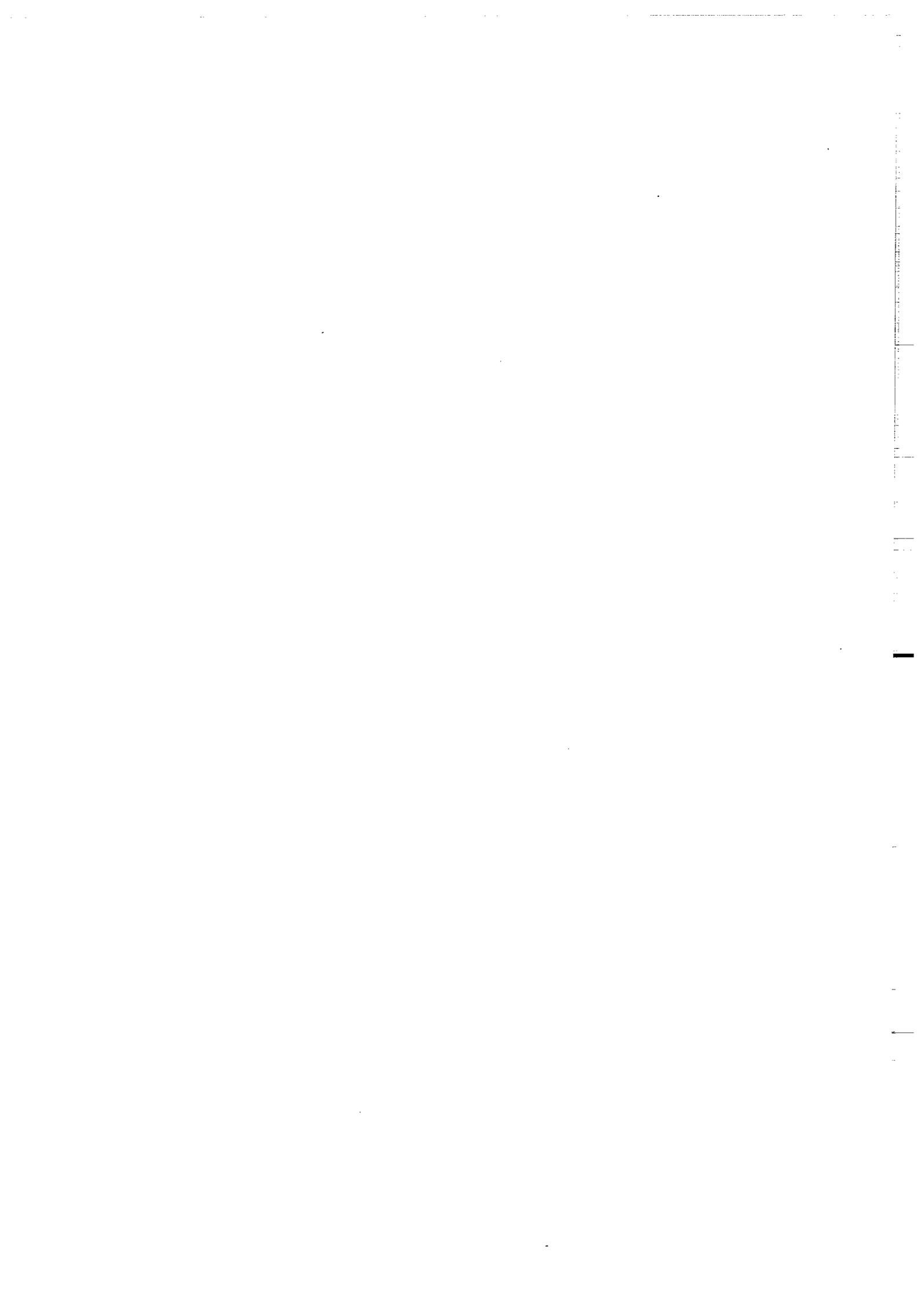
Dans la partie méridionale du Massif Central (groupe de Marvejols), le magmatisme initial d'un métagabbro d'affinité tholéitique a été daté à 484 ± 7 Ma, tandis que le métamorphisme H.T.-H.P., daté sur des niveaux trondhjémitiques métamorphisés, a été proposé à 415 ± 6 Ma (Pin and Lancelot, 1982). Enfin en Montagne Noire, un âge de 432 Ma pour le métamorphisme éclogitique a été cité (Gebauer and Grönenfelder, 1982; Demange, 1985).

Dans le Massif Armoricaïn, Les éclogites du horst des Essarts (Vendée) et les pyroxénites à grenats du complexe de la baie d'Audierne ont été datées par la méthode U-Pb sur zircons (Peucat et al., 1982). Les intercepts supérieurs à 1297 ± 60 Ma (Vendée) et 1252 ± 25 Ma ont été interprétés comme l'âge du magmatisme initial des protolithes tandis que les intercepts inférieurs, respectivement $436 \pm 15-12$ Ma (Vendée) et 384 ± 6 Ma (Audierne), ont été interprétés comme des âges de métamorphisme de H.T.-H.P.

En conclusion de cette synthèse des informations disponibles, il apparaît évident que les données géochimiques et surtout géochronologiques concernant les éclogites de la chaîne hercynienne sont encore très fragmentaires. En effet, hormis les difficultés techniques liées à la mise en oeuvre des méthodes isotopiques, les problèmes d'interprétations sont très importants; il est donc indispensable d'obtenir les données les plus complètes possible.

L'ensemble des résultats obtenus (éléments majeurs et traces, terres rares, Sm-Nd, U-Pb, Pb-Pb) sur les éclogites et les roches associées de la chaîne hercynienne seront développés dans les trois chapitres suivants:

- Chapitre I- Les massifs cristallins externes Alps (Aiguilles Rouges - Belledonne - Argentera)
- Chapitre II- Le Complexe de Champtoceaux (Domaine Sud-Armoricaïn).
- Chapitre III- Les éclogites du Léon (N.W. du Massif Armoricaïn).



CHAPITRE I:

LES MASSIFS CRISTALLINS
EXTERNES ALPINS

(Aiguilles Rouges-Belledonne-Argentera)

CHAPITRE I: GEOCHIMIE ET GEOCHRONOLOGIE DES ECLOGITES DES
 MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES ALPINS
 (AIGUILLES ROUGES-BELLEDONNE-ARGENTERA)

1/ INTRODUCTION - CADRE GEOLOGIQUE

La chaîne Alpine est constituée de deux ensembles distincts: l'ensemble inhérent à la tectonique Alpine proprement dite et les unités de socle représentatives d'une évolution anté-Alpine. Ces dernières sont principalement représentées dans le domaine Helvétique par les massifs cristallins externes: Aar-Gothard, Mont-Blanc-Aiguilles Rouges, Belledonne, Haut Dauphiné (Pelvoux) et Argentera (fig. 2). Ces cinq massifs des Alpes occidentales présentent

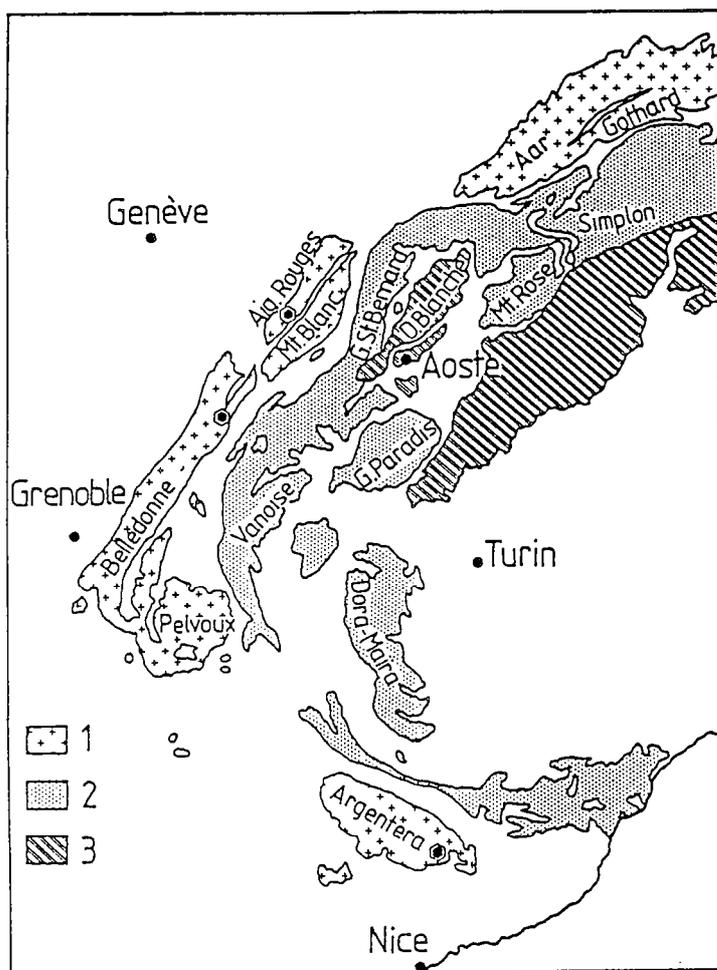


Fig.2:carte géologique synthétique des Alpes occidentales.Seul le socle est représenté, la couverture est indifférenciée.

1: ensemble helvétique (massifs cristallins externes); 2:ensemble pennique; 3:domaine austro-alpin.

Les hexagones localisent les lieux d'échantillonnage.

une évolution générale hercynienne commune, qui est grossièrement caractérisée par l'abondance de métasédiments et une faible proportion d'orthogneiss et de metabasites (amphibolites et éclogites), l'ensemble étant recoupé par de grands corps granitiques intrusifs. Ces massifs cristallins

ont fait l'objet de nombreuses études détaillées; pour de plus amples détails, le lecteur pourra se reporter soit à des ouvrages synthétiques (Krummenacher et al., 1965; Von Raumer, 1976; Frey et al., 1980), soit à des études plus ciblées sur les différents massifs (Aar-Gothard: Steck, 1966; Francks, 1968; Arnold, 1970a et b; Mont-Blanc-Aiguilles Rouges: Bellière, 1958, 1980; Bellière et Streel, 1980; Liégeois and Duchesne, 1981; Von Raumer, 1984; Belledonne: Den Tex, 1950; Carme, 1970, 1973a et b, 1974; Gasquet, 1979; Ménot, 1979; Bodinier et al., 1981; Scarenzi, 1984; Aumaitre et al., 1985; Ménot et Vivier, 1986; Haut Dauphiné: Pécher, 1970; Le Fort et Pécher, 1971; Pécher et Vialon, 1971; Le Fort, 1973; Argentera: Faure-Muret, 1955; Bogdanoff, 1970, 1980; Malaroda, 1975; Prunac, 1975; Bogdanoff et Prunac, 1976; Romain, 1978).

L'étude présentée concerne trois des cinq ensembles cristallins: les massifs des Aiguilles Rouges, de Belledonne et de l'Argentera. Ces trois massifs sont particulièrement intéressants à étudier pour trois raisons principales: (1) la tectonique post-hercynienne y est faible contrairement à d'autres massifs, tels l'Aar et le Mont-Blanc, (2) il existe très peu d'informations sur la géochimie et la géochronologie de cet important segment de la chaîne hercynienne, (3) les affleurements sont accessibles et de bonne qualité (permettant la collecte de gros échantillons).

Les buts de ce travail étaient d'apporter des contraintes sur la nature géochimique et l'âge du(des) magmatisme(s) initial(aux) des protolithes des éclogites, ainsi que l'âge des événements tectonométamorphiques de haute pression et haute température. Parallèlement, cette étude devait contribuer à l'examen du comportement des systèmes isotopiques dans le métamorphisme éclogitique.

La pétrologie des metabasites des massifs cristallins externes Alpains (M.C.E.A.) a été étudiée en détail par différents auteurs (voir références citées). Ne sera rappelée que la minéralogie des éclogites du massif des Aiguilles Rouges (Liégeois and Duchesne, 1981) qui est globalement représentative de celle de l'ensemble des éclogites des MCEA. La paragenèse éclogitique est à grenat + clinopyroxène + quartz + rutile. Ces éclogites sont rétrotransformées dans le faciès amphibolite avec une paragenèse secondaire à plagioclase + amphibole + symplectites à clinopyroxène et plagioclase. Les conditions d'équilibre de la paragenèse primaire ont été estimées par ces mêmes auteurs à une température de 780°C pour une pression minimale de 11 kbar. La localisation précise des échantillons étudiés est reportée en annexe B.

2/ ETUDE GEOCHIMIQUE

2.1/ Elements majeurs et traces (exceptées REE)

Un ensemble de vingt-trois échantillons provenant des trois massifs étudiés a été analysé par fluorescence X (Tab.I), les détails sur les méthodes d'analyse sont reportés en annexe A. Pour plus de lisibilité dans les diagrammes, les numéros d'échantillons provenant du massif des Aiguilles Rouges seront préfixés par un R, de Belledonne par un B et de l'Argentera par un A. Pour ce dernier massif, trois zones d'affleurement ont été échantillonnées (voir annexe B) et sont précisées par une seconde lettre: AJ pour Jas Cabret, AC pour Cougourde et AB pour Boréon.

Les roches analysées présentent pour la majorité d'entre elles une composition basaltique ($48\% < \text{SiO}_2 < 53\%$). Le report de l'ensemble des analyses dans un diagramme triangulaire AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, FeO^* , MgO) (fig. 3) permet de constater l'étalement des données. Il serait hasardeux de

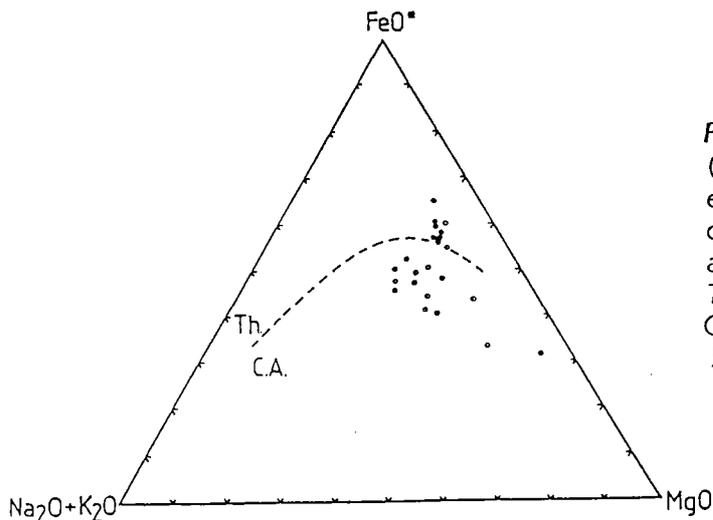


Fig.3: diagramme A-F-M ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - FeO^* - MgO) des écloğites des massifs cristallins externes alpins (MCEA).
Th: lignées tholéitiques;
CA: lignées calco-alcalines.

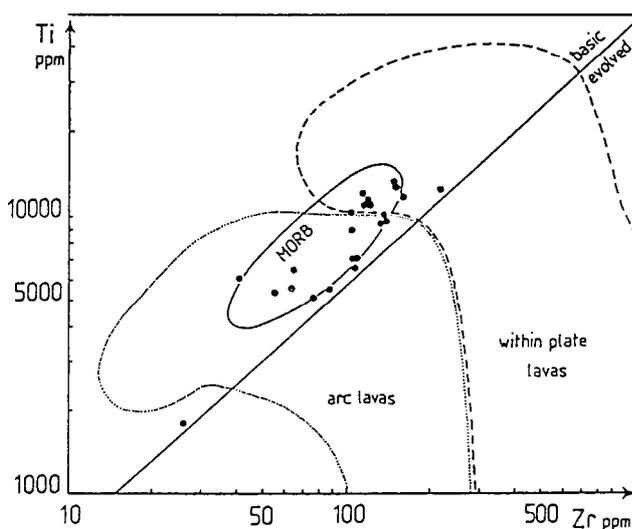
différencier ces roches en plusieurs lignées magmatiques à l'aide de ce diagramme, d'une part parce que les échantillons analysés ne constituent pas une série magmatique définie par des termes à différents degrés d'évolution, et d'autre part du fait de la mobilité des éléments chimiques considérés. En effet, les alcalins et à un moindre degré le fer et le magnésium sont des éléments mobiles durant l'altération et le métamorphisme; cela va renforcer de manière fictive l'étalement des points sur la ligne FeO^* - MgO et relativement sous estimer la teneur en alcalins.

L'utilisation des diagrammes de discrimination pose le problème du choix des éléments chimiques utilisés. Les études effectuées sur la mobilité des éléments chimiques restreint les éléments considérés comme les moins mobiles à Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Y, Cr, Ni, V et également les terres rares (REE) (Pearce and Cann, 1973; Pearce, 1975; Garcia, 1978; Beccaluva et al., 1979; Pearce, 1982). Ces diagrammes

de discrimination sont fondés sur la constitution de champs tracés à partir du traitement statistique d'un grand nombre d'analyses chimiques. Le nombre d'analyses disponible dans cette étude est certainement un peu insuffisant pour être parfaitement démonstratif, néanmoins les tendances indiquées par ces diagrammes amèneront des éléments d'information intéressants.

Avant d'examiner ces informations, il convient de sélectionner avec attention les échantillons analysés afin de filtrer, d'une part les roches évoluées, non-basaltiques (les diagrammes étant généralement restreints aux basaltes), et d'autre part les roches dont les concentrations en éléments chimiques sont dépendantes de l'accumulation de certaines phases minérales et ne sont donc pas des liquides produits par des processus de fusion (Pearce, 1983). Cette sélection des échantillons retenus va être effectuée respectivement dans les figures 4 et 5. Le report des points dans un diagramme Ti vs. Zr (Winchester and Floyd, 1977) (fig. 4) permet d'observer le caractère "non évolué"

Fig.4: diagramme Ti vs. Zr (Winchester & Floyd, 1977) des éclogites des MCEA. Celles-ci (cercles noirs) rentrent toutes dans le champ des compositions basaltiques.



de l'ensemble des roches. En revanche, le diagramme Al₂O₃ vs. TiO₂ (Pearce, 1983) montre qu'un nombre important d'échantillons se situe dans le champ des compositions de "cumulats" (fig. 5). Ce terme de "cumulat" signifie dans ce contexte que la roche considérée, plutonique ou volcanique, dévie significativement de la composition d'un réel produit de fusion (sans phase résiduelle). Ne seront donc retenus que les échantillons situés dans le domaine des liquides basaltiques.

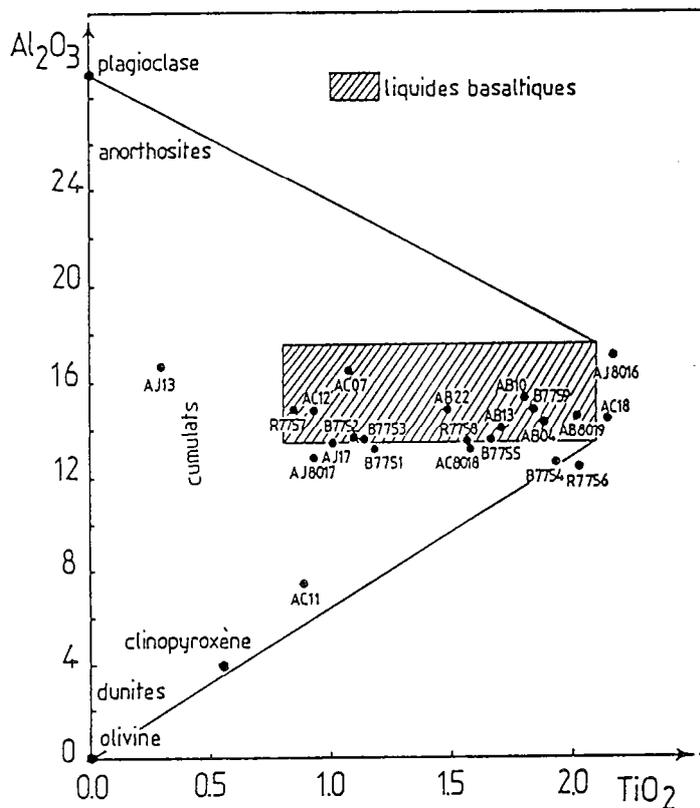


Fig.5: diagramme Al_2O_3 vs. TiO_2 (Pearce, 1983) des éclogites des MCEA. Seuls les échantillons situés dans le champ des compositions de liquides basaltiques seront reportés dans les diagrammes de discrimination.

Le report des quatorze analyses sélectionnées de cette manière dans les diagrammes $Ti/Zr/Y$ (fig. 6) (Pearce and Cann, 1973),

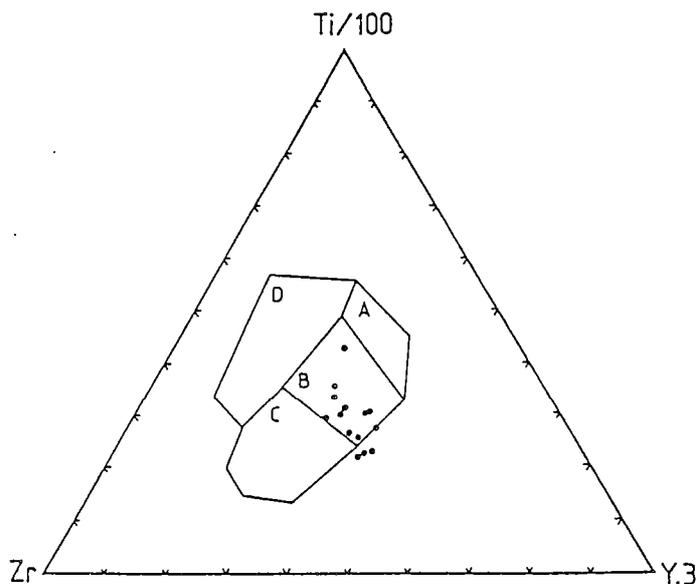


Fig.6: diagramme $Ti/Zr/Y$ (Pearce & Cann, 1973) des éclogites des MCEA. B: basaltes de plancher océanique; A+B: basaltes d'arcs insulaires; B+C: basaltes calco-alcalins; D: basaltes intraplaques.

Ti vs. Zr (fig. 7) (Winchester and Floyd, 1977) et Nb/Zr/Y (fig. 8) (Meschede, 1986) indique pour l'ensemble de ces roches un site géotectonique bien déterminé: ce sont probablement des basaltes de type ride médio-océanique (MORB).

Fig.7: diagramme Ti vs. Zr (Winchester & Floyd, 1977) des éclogites des MCEA. L'ensemble des points analytiques se situe dans le champ des MORB.

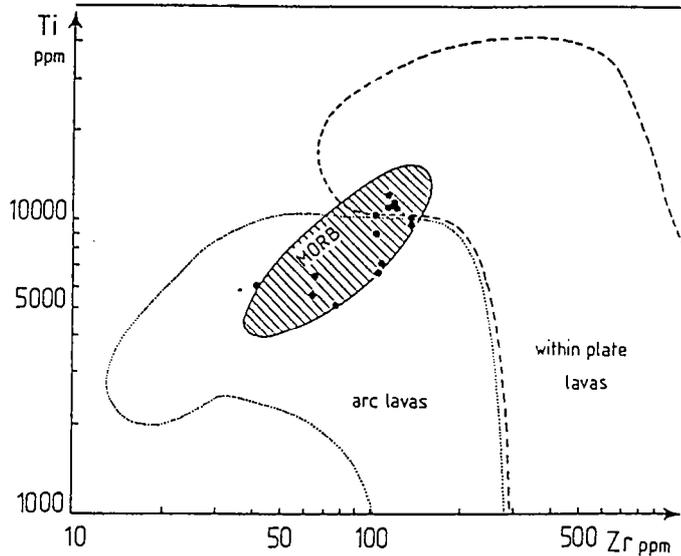
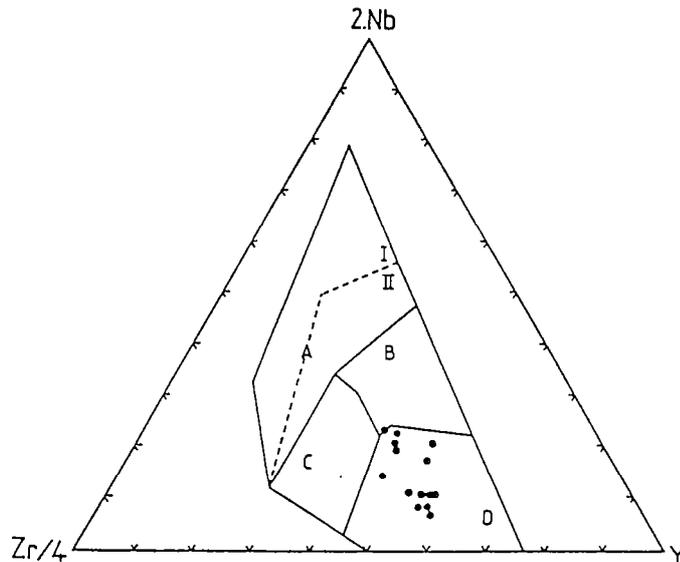
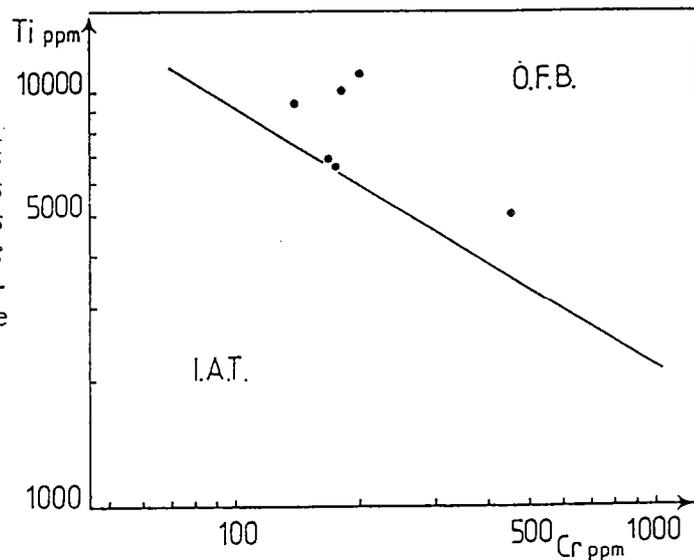


Fig.8: diagramme Nb/Zr/Y (Meschede, 1986) des éclogites des MCEA. D: MORB type N; B: MORB type E; C+D: basaltes d'arcs volcaniques; AII+C: tholéites intraplaques; A1+AII: basaltes alcalins.



L'analyse discriminante entre OFB (ocean floor basalts) et IAT (island arc tholeiites) dans le diagramme Ti vs. Cr (fig. 9) (Pearce, 1975) confirme que les éclogites des massifs des Aiguilles Rouges et Belledonne sont bien d'anciennes tholéites océaniques.

Fig.9: diagramme Ti vs. Cr (Pearce, 1975) des éclogites des massifs de Belledonne et des Aiguilles Rouges. IAT: tholéites d'arcs insulaires; OFB: basaltes de plancher océanique.



2.2/ Les terres rares (REE)

Ces éléments chimiques sont considérés comme peu ou pas mobiles pendant l'altération et le métamorphisme, ceci même dans le cas d'un métamorphisme éclogitique (Bernard-Griffiths et al., 1985; Bernard-Griffiths et al., 1986). Certes, des cas de mobilité des REE durant l'altération ou le métamorphisme ont été décrits (Wood et al., 1976; Hellman and Henderson, 1977; Humphris and Thompson, 1978; Hellman et al., 1979); néanmoins il est admis que les REE représentent des traceurs géochimiques fiables du fait de leur insolubilité et de leur comportement réfractaire (Schilling, 1975; Kay and Senechal, 1976; Menzies et al., 1979; Hajash, 1984). Le contrôle peut s'effectuer en comparant la disposition des spectres de REE avec un élément particulièrement mobile durant l'altération et le métamorphisme. Or il n'existe aucune corrélation entre le rapport $(La/Yb)_N$, représentatif du fractionnement en REE, et la perte au feu. D'autre part, la cohérence des spectres, leur similarité avec les basaltes récents et la persistance de caractères magmatiques (anomalie en Eu) indiquent que les spectres de REE des échantillons étudiés sont bien représentatifs de phénomènes magmatiques.

L'analyse des REE a permis de subdiviser les éclogites des trois massifs étudiés en trois groupes d'importance très inégale:

(1) MORB N-type: douze échantillons présentent des spectres de REE comparables (fig.10 et tab.I), sub-horizontaux au niveau des HREE ($(Gd/Yb)_N$ moyen = 1.1) et appauvris en LREE ($(La/Sm)_N$ moyen = 0.7). Ils sont caractérisés par des rapports $(La/Yb)_N$ moyens de 0.7. Les spectres présentent une légère anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0.92-0.77$), seuls les échantillon ACO7 et AJ8017 présentent de légères anomalies positives. Les concentrations moyennes varient de 10 à 40 fois les chondrites; les échantillons les plus différenciés proviennent du massif des Aiguilles Rouges.

| | R7756 | R7757 | R7758 | B7751 | B7752 | B7753 | B7754 | B7755 | B7759 | AJ8016 | AJ8017 | AJ13 | AJ17 |
|----------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ (%) | 51.53 | 48.36 | 49.36 | 50.97 | 50.32 | 50.77 | 50.43 | 48.20 | 42.00 | 41.60 | 48.50 | 47.76 | 47.86 |
| Al ₂ O ₃ | 12.35 | 14.80 | 13.378 | 13.25 | 13.55 | 13.45 | 12.50 | 13.35 | 14.75 | 16.95 | 12.80 | 16.56 | 13.27 |
| Fe ₂ O ₃ * | 15.84 | 12.82 | 15.52 | 14.10 | 13.79 | 14.05 | 17.06 | 16.14 | 17.09 | 15.60 | 10.80 | 9.82 | 13.27 |
| MnO | 0.25 | 0.20 | 0.23 | 0.19 | 0.18 | 0.19 | 0.28 | 0.26 | 0.32 | 0.33 | 0.20 | 0.13 | 0.13 |
| MgO | 6.78 | 8.47 | 7.16 | 6.72 | 6.91 | 6.70 | 6.13 | 7.21 | 9.48 | 7.78 | 9.79 | 7.78 | 12.96 |
| CaO | 7.54 | 9.65 | 9.41 | 9.69 | 10.45 | 9.08 | 7.95 | 9.14 | 9.21 | 7.82 | 12.15 | 10.00 | 9.64 |
| Na ₂ O | 2.20 | 3.10 | 1.49 | 2.24 | 2.36 | 2.07 | 1.59 | 2.16 | 1.65 | 2.66 | 2.56 | 3.77 | 3.00 |
| K ₂ O | 0.33 | 0.65 | 0.56 | 0.43 | 0.36 | 0.32 | 0.36 | 0.50 | 1.52 | 0.28 | 0.21 | 1.00 | 0.68 |
| TiO ₂ | 2.03 | 0.84 | 1.56 | 1.17 | 1.09 | 1.13 | 1.93 | 1.66 | 1.84 | 2.17 | 0.92 | 0.29 | 0.99 |
| P ₂ O ₅ | 0.32 | 0.10 | 0.24 | 0.17 | 0.18 | 0.16 | 0.27 | 0.22 | 0.17 | 0.55 | 0.03 | 0.01 | 0.06 |
| H ₂ O | 0.53 | 0.73 | 0.68 | 0.60 | 0.52 | 0.52 | 1.00 | 0.85 | 2.11 | 4.22 | 2.05 | 1.51 | 1.60 |
| Total | 99.70 | 99.72 | 99.59 | 99.53 | 99.71 | 99.37 | 99.50 | 99.69 | 100.14 | 99.96 | 100.01 | 98.71 | 99.63 |
| Nb (µg/g) | 7 | 3 | 5 | 3 | 3 | 3 | 6 | 5 | 3 | 22 | 14 | 3.5 | 3.4 |
| Zr | 220 | 77 | 137 | 106 | 110 | 109 | 161 | 139 | 121 | 151 | 88 | 26 | 40 |
| Y | 68 | 32 | 52 | 43 | 40 | 42 | 60 | 48 | 48 | 81 | 40 | 1 | 13 |
| Sr | 89 | 85 | 76 | 47 | 52 | 44 | 89 | 98 | 42 | 497 | 164 | 552 | 90 |
| Rb | 7 | 10 | 15 | 6 | 6 | 4 | 9 | 12 | 46 | 30 | 13 | 29 | 25 |
| Co | 41 | 45 | 40 | 43 | 43 | 42 | 40 | 47 | 35 | | | | |
| V | 424 | 338 | 406 | 367 | 400 | 381 | 517 | 462 | 472 | | | | |
| Ni | 43 | 98 | 57 | 52 | 62 | 60 | 36 | 61 | 48 | | | | |
| Cr | 100 | 455 | 138 | 177 | 174 | 167 | 102 | 182 | 199 | | | | |
| La | 8.87 | 4.03 | 5.89 | 3.94 | 4.05 | 3.62 | 7.69 | 6.16 | 3.98 | 11.43 | 1.39 | 8.05 | 2.72 |
| Ce | 26.34 | 11.40 | 17.53 | 12.34 | 12.30 | 11.91 | 22.83 | 18.10 | 14.40 | 27.50 | 4.24 | 16.26 | 7.45 |
| Nd | 21.72 | 9.32 | 14.04 | 10.81 | 10.44 | 10.53 | 18.75 | 14.64 | 13.05 | 16.65 | 3.99 | 7.79 | 5.68 |
| Sm | 7.15 | 3.18 | 4.64 | 3.80 | 3.66 | 3.66 | 6.31 | 5.00 | 4.70 | 4.15 | 1.33 | 1.46 | 1.80 |
| Eu | 2.05 | 1.08 | 1.56 | 1.33 | 1.30 | 1.27 | 2.05 | 1.65 | 1.63 | 1.97 | 0.56 | 0.82 | 0.63 |
| Gd | 9.60 | 4.37 | 6.45 | 5.20 | 5.11 | 5.05 | 8.54 | 6.76 | 6.55 | 4.27 | 2.01 | 1.37 | 2.27 |
| Dy | 11.26 | 5.36 | 8.26 | 6.00 | 6.22 | 6.64 | 9.03 | 8.06 | 7.65 | 4.03 | 2.62 | 1.28 | 2.26 |
| Er | 7.23 | 3.50 | 5.29 | 4.41 | 4.05 | 4.34 | 6.10 | 5.09 | 4.88 | 2.18 | 1.62 | 0.72 | 1.19 |
| Yb | 7.10 | 3.37 | 5.19 | 4.35 | 3.97 | 4.31 | 5.87 | 4.80 | 4.87 | 1.86 | 1.48 | 0.64 | 1.03 |
| Lu | | 0.52 | 0.80 | 0.66 | 0.61 | | 0.92 | 0.74 | 0.75 | 0.27 | 0.22 | 0.10 | 0.16 |
| (La/Sm) _N | 0.76 | 0.77 | 0.77 | 0.63 | 0.68 | 0.60 | 0.74 | 0.75 | 0.52 | 1.7 | 0.64 | 3.4 | 1.0 |
| (Gd/Yb) _N | 1.1 | 1.0 | 1.0 | 0.96 | 1.0 | 0.94 | 1.2 | 1.1 | 1.1 | 1.8 | 1.1 | 1.7 | 1.8 |
| (La/Sm) _N | 0.83 | 0.79 | 0.75 | 0.60 | 0.67 | 0.56 | 0.86 | 0.85 | 0.54 | 4.1 | 0.62 | 8.4 | 1.9 |

| | AC8018 | AC07 | AC11 | AC12 | AC18 | AB0019 | AB04 | AB10 | AB13 | AB22 |
|----------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50.40 | 47.22 | 42.79 | 46.06 | 47.76 | 48.04 | 48.82 | 48.81 | 47.88 | 48.83 |
| Al ₂ O ₃ | 13.10 | 16.35 | 7.42 | 14.73 | 14.34 | 14.50 | 14.24 | 15.25 | 13.98 | 14.82 |
| Fe ₂ O ₃ * | 13.49 | 9.63 | 10.80 | 10.95 | 12.92 | 13.25 | 11.90 | 11.47 | 13.17 | 11.67 |
| MnO | 0.24 | 0.15 | 0.17 | 0.19 | 0.23 | 0.25 | 0.18 | 0.22 | 0.21 | 0.26 |
| MgO | 7.83 | 8.32 | 19.22 | 7.84 | 6.15 | 6.10 | 6.14 | 6.43 | 7.42 | 7.06 |
| CaO | 7.93 | 11.52 | 10.10 | 12.96 | 9.58 | 9.39 | 9.12 | 6.63 | 8.24 | 8.33 |
| Na ₂ O | 1.84 | 2.96 | 1.53 | 2.99 | 4.11 | 3.11 | 3.35 | 4.46 | 3.58 | 3.13 |
| K ₂ O | 2.25 | 1.36 | 0.18 | 1.46 | 1.21 | 1.39 | 2.01 | 1.21 | 1.13 | 1.57 |
| TiO ₂ | 1.57 | 1.07 | 0.08 | 0.92 | 2.15 | 2.02 | 1.88 | 1.79 | 1.70 | 1.48 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.04 | 0.95 | 0.07 | 0.21 | 0.24 | 0.18 | 0.21 | 0.14 | 0.18 |
| H ₂ O | 1.26 | 1.90 | 4.36 | 1.67 | 1.84 | 1.51 | 1.62 | 2.61 | 1.84 | 1.84 |
| Total | 100.07 | 100.52 | 98.48 | 99.84 | 100.50 | 99.88 | 99.44 | 99.09 | 99.49 | 99.17 |
| Nb (µg/g) | 4 | 4.6 | 5.0 | 5.9 | 10.0 | 10.0 | 5.3 | 8.8 | 4.0 | 7.3 |
| Zr | 137 | 65 | 55 | 64 | 140 | 116 | 118 | 117 | 106 | 106 |
| Y | 100 | 27 | 18 | 28 | 38 | 34 | 34 | 38 | 43 | 34 |
| Sr | 258 | 191 | 18 | 265 | 247 | 220 | 301 | 241 | 138 | 214 |
| Rb | 190 | 59 | 5 | 55 | 43 | 40 | 56 | 36 | 28 | 49 |
| Co | | | | | | | | | | |
| V | | | | | | | | | | |
| Ni | | | | | | | | | | |
| Cr | | | | | | | | | | |
| Ba | 789 | | | | | 801 | | | | |
| La | 2.57 | 2.74 | 12.65 | 6.05 | 10.37 | 9.15 | 7.75 | 6.88 | 3.47 | 6.35 |
| Ce | 7.28 | 8.08 | 36.68 | 26.51 | 23.75 | 20.05 | 17.65 | 10.59 | 16.88 | |
| Nd | 6.00 | 7.11 | 26.67 | 9.05 | 19.14 | 16.92 | 14.67 | 12.85 | 9.56 | 12.48 |
| Sm | 2.07 | 2.37 | 6.53 | 2.63 | 5.41 | 4.72 | 4.16 | 3.82 | 3.19 | 3.81 |
| Eu | 0.78 | 0.93 | 0.86 | 1.00 | 1.85 | 1.57 | 1.45 | 1.40 | 1.05 | 1.33 |
| Gd | 3.73 | 3.22 | 5.32 | 3.28 | 6.43 | 5.20 | 4.98 | 4.44 | 4.36 | 4.74 |
| Dy | 5.46 | 3.78 | 4.02 | 3.73 | 6.62 | 5.52 | 5.23 | 4.92 | 5.32 | 5.32 |
| Er | 3.63 | 2.38 | 1.98 | 2.21 | 3.87 | 3.27 | 3.04 | 3.11 | 3.35 | 3.30 |
| Yb | 3.42 | 2.26 | 1.60 | 2.05 | 3.58 | 3.07 | 2.80 | 3.08 | 3.22 | 3.19 |
| Lu | 0.52 | 0.34 | 0.23 | 0.31 | 0.55 | 0.47 | 0.42 | 0.48 | 0.49 | 0.49 |
| (La/Sm) _N | 0.77 | 0.70 | 1.2 | 1.4 | 1.2 | 1.2 | 1.1 | 1.1 | 0.66 | 1.0 |
| (Gd/Yb) _N | 0.88 | 1.1 | 2.7 | 1.3 | 1.4 | 1.4 | 1.4 | 1.2 | 1.1 | 1.2 |
| (La/Yb) _N | 0.50 | 0.80 | 5.2 | 1.9 | 1.9 | 2.0 | 1.8 | 1.5 | 0.71 | 1.3 |

Tab.1: analyses éléments majeurs et traces (incluant les REE) des écloites des massifs cristallins externes alpins (MCEA).

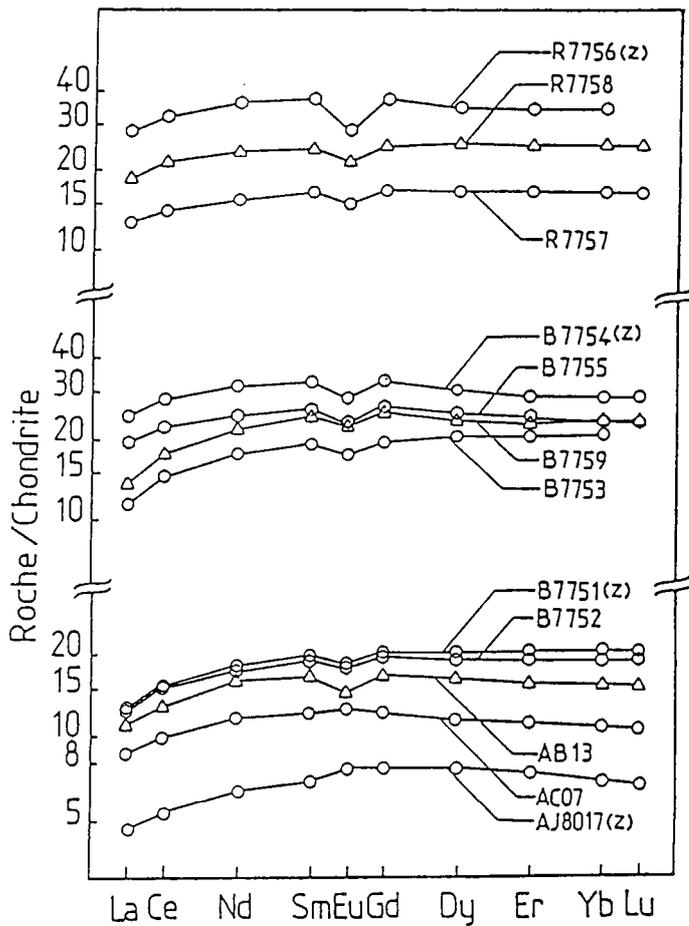


Fig.10: spectres de terres rares (REE) des éclogites des MCEA: échantillons MORB type N. Normalisation Masuda/1,2. Les suffixes (Z) désignent les échantillons datés par U-Pb sur zircons.

A ce premier ensemble sera rattaché l'échantillon AC8018 qui est géochimiquement voisin des roches du premier groupe. Il présente un spectre de REE peu caractéristique par rapport aux roches magmatiques actuelles (fig. 11) avec un découplage entre LREE et HREE. Les particularités observées sont soit dues à une mobilité des LREE, soit liées à la genèse même de la roche. De telles "anomalies" ont déjà été observées sur des spectres de REE d'éclogites (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985).

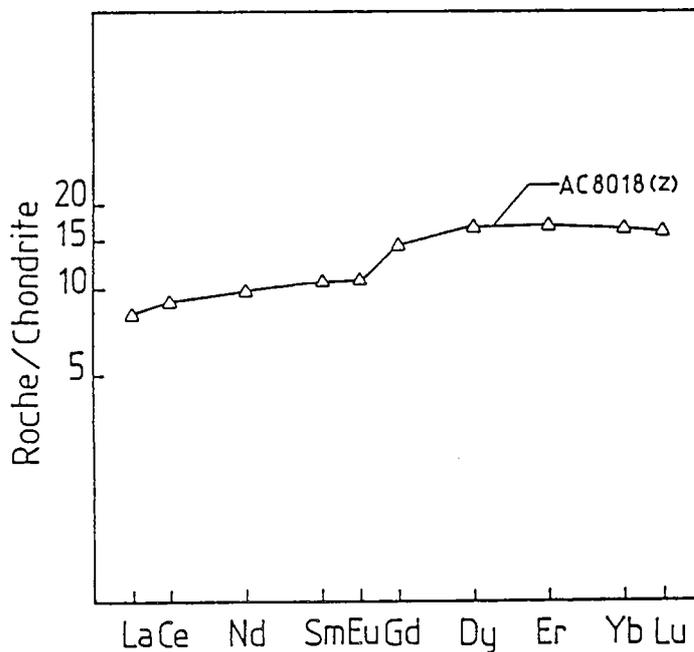
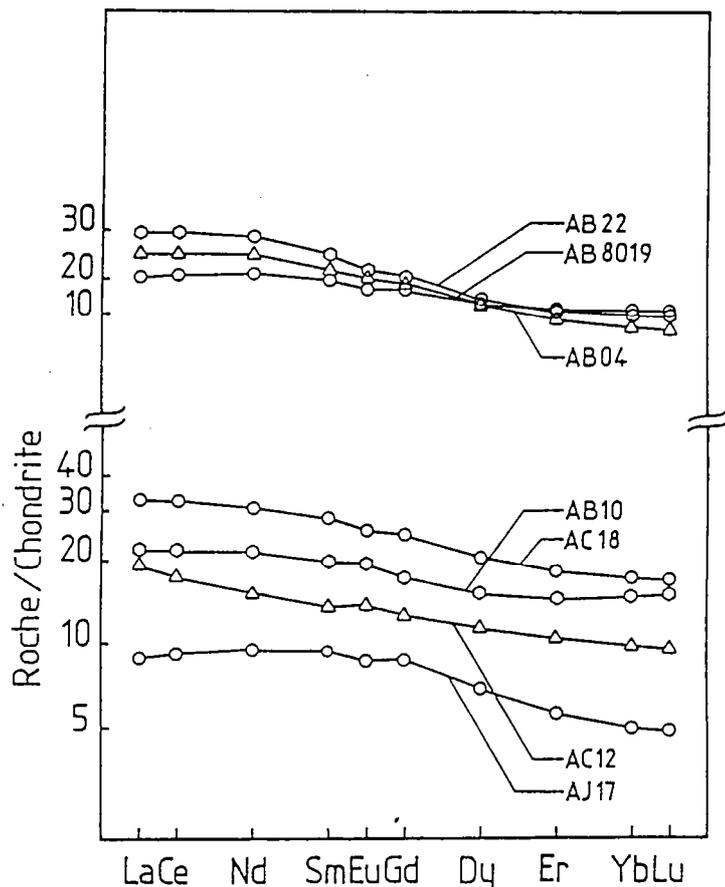


Fig.11: spectre de REE de l'éclogite AC8018, datée par U-Pb sur zircons (Z). Normalisation Masuda/1,2.

Ce premier groupe comprend l'intégralité des échantillons provenant des massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne ainsi que quatre échantillons de l'Argentera. Les spectres de REE permettent de rapprocher les protolithes de ces éclogites des MORB N-type actuels (Schilling, 1975; Sun et al., 1979; Jahn et al., 1980b; Jahn, 1986). Cette analogie entre certaines éclogites de la chaîne hercynienne et des basaltes océaniques est relativement fréquente (Montigny et Allègre, 1974; Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985; Bernard-Griffiths et al., 1985; Bernard-Griffiths et al., 1986; Bodinier et al., 1986; Paquette et al., sous presse).

(2)- MORB évolués: sept échantillons provenant du massif de l'Argentera constituent le second groupe (fig.12). Les spectres de REE sont légèrement et régulièrement fractionnés avec un rapport $(La/Yb)_N$ moyen de 1.8 (Tab.I) et présentent de légères anomalies positives ou négatives en Eu. Les concentrations varient de 5 à 15 fois les chondrites en HREE et de 10 à 30 fois les chondrites en LREE.

Fig.12: spectres de REE des éclogites des MCEA: échantillons MORB type E. Normalisation Masuda/1,2.



Certaines éclogites du Massif Armoricaïn présentent des spectres de REE semblables; elles ont été comparées à d'anciens MORB T-type (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). Dans le cas des MCEA, cette hypothèse s'accorde pleinement avec les conclusions issues de l'étude des diagrammes de discrimination. De telles associations MORB N-type et T-type ont été décrites dans les éclogites du Massif Central (Giraud et al., 1984; Bodinier et al., 1986) et du

Massif Armoricain (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985); elles ont également été observées au niveau de la ride médio-atlantique (Dostal and Muecke, 1977).

(3)- Basaltes enrichis en LREE: Ce troisième groupe comprend deux échantillons provenant du même affleurement dans le massif de l'Argentera (AJ8016 et AJ13). Les spectres de REE sont fractionnés en LREE par rapport aux HREE, avec des rapports (La/Yb)_N élevés (4.1 et 8.4), et sont également caractérisés par une importante anomalie positive en Eu (Eu/Eu* = 1.5-1.8) (fig. 13).

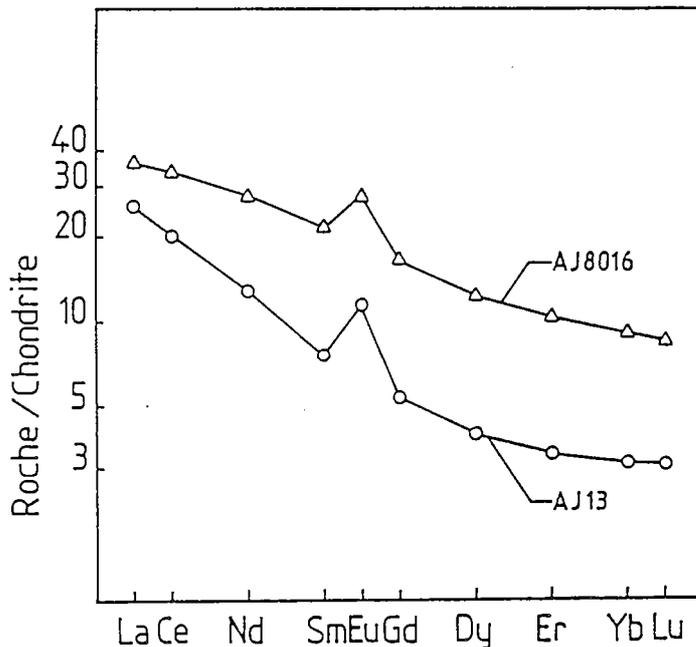


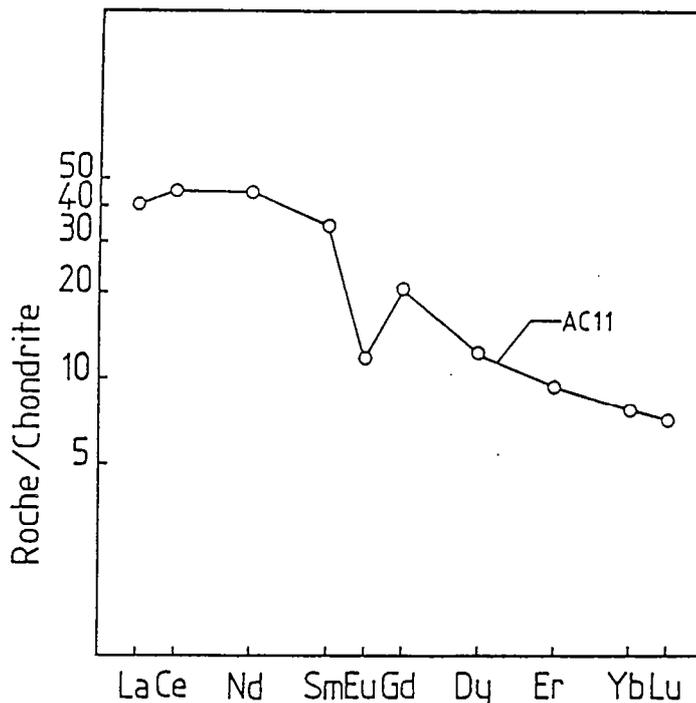
Fig.13: spectres de REE des éclogites des MCEA: "basaltes alcalins". Normalisation Masuda/1,2.

Des spectres de REE similaires se rencontrent dans certaines andésites Archéennes d'affinités calco-alcalines (Hawkesworth and O'Nions, 1977; Sun and Nesbitt, 1978) et également dans des granulites de composition intermédiaire (Jahn and Zhang, 1984; Barbey et al., 1986); cependant les éclogites étudiées ont pour leur part des compositions basaltiques. Les teneurs élevées en Al₂O₃ (17%), CaO (8-10%), Sr (500 ppm), ainsi que l'anomalie positive en Eu illustrent l'importance du rôle du plagioclase dans la genèse de ces roches. De fait, des spectres de REE comparables sont décrits dans les gabbros à tendance anorthositique (Moreau, 1980). Néanmoins, l'hypothèse la plus vraisemblable est de rapprocher ces roches des basaltes d'îles océaniques modernes, elles sont notamment comparables aux basaltes alcalins rapportés par sondage au niveau des Açores (Houghton, 1979).

Dans le Massif Central, les metabasites du massif de Sauviat-sur-Vige présentent des caractères géochimiques très comparables (Bernard-Griffiths and Jahn, 1981). Les auteurs ont également évoqué un volcanisme intraplaque, d'origine océanique ou continentale. Il est possible que les deux échantillons du massif de l'Argentera constituent des témoins, à l'instar des éclogites de Sauviat, de l'existence d'un magmatisme basique alcalin.

Un des échantillons analysés (AC11), provenant du massif de l'Argentera, ne rentre pas dans l'un des trois groupes précédemment définis. Cette roche présente une composition chimique de roche ultrabasique ($MgO = 19\%$) et un spectre de REE fractionné ($(La/Yb)_N = 5.2$) avec une courbure au niveau des LREE ($(La/Sm)_N = 1.2$) et une importante anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0.48$) (fig. 14). L'origine de cet échantillon très particulier est fort mystérieuse, les données analytiques seront citées pour référence.

Fig.14: spectre de REE de l'échantillon AC11. Normalisation Masuda/1,2.



2.3/ Géochimie isotopique du Nd

Vingt et un échantillons ont été analysés afin d'obtenir la constitution isotopique du Néodyme (tab. II).

Tab.II: composition isotopique du Nd des éclo-gites des MCEA.

$$I_{CHUR}^{(0)} = 0.51264;$$

$$I_{DM}^{(0)} = 0.51315;$$

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR} = 0.1967;$$

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} = 0.2137.$$

| ECHANTILLON | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 20% | ϵ_{CHUR}^0 | ϵ_{CHUR}^{500Ma} | T (Ga) |
|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------|---------------------|---------------------------|----------|
| R7756 | 0.2003 | 0.512902 | 18 | +6.7 | +6.4 | 1.9 |
| R7757 | 0.2080 | 0.512900 | 21 | +6.7 | +5.9 | 4.5 |
| R7758 | 0.2014 | 0.513005 | 11 | +7.2 | +6.8 | 1.8 |
| B7751 | 0.2140 | 0.513008 | 35 | +8.8 | +7.6 | - |
| B7752 | 0.2132 | 0.513092 | 12 | +8.9 | +7.8 | - |
| B7754 | 0.2049 | 0.513025 | 21 | +7.5 | +7.0 | 2.1 |
| B7755 | 0.2079 | 0.513016 | 30 | +7.4 | +6.6 | 3.5 |
| AJ0016 | 0.1906 | 0.512609 | 11 | -0.6 | +2.3 | 1.3 |
| AJ0017 | 0.2019 | 0.513021 | 12 | +7.5 | +7.1 | 1.7 |
| AJ13 | 0.1137 | 0.512608 | 11 | -0.6 | +4.7 | 0.83 |
| AJ17 | 0.1917 | 0.512972 | 26 | +6.5 | +6.8 | 1.2 |
| AC0018 | 0.2082 | 0.513010 | 19 | +7.3 | +6.5 | 3.9 |
| AC07 | 0.2015 | 0.513230 | 26 | +11.5 | +11.2 | - |
| AC11 | 0.1400 | 0.512372 | 7 | -5.2 | -2.1 | 1.8 |
| AC12 | 0.1754 | 0.512747 | 8 | +2.1 | +3.4 | 1.6 |
| AC18 | 0.1709 | 0.512899 | 9 | +5.1 | +6.7 | 0.89 |
| AB0019 | 0.1686 | 0.512968 | 21 | +6.4 | +8.2 | 0.62 |
| AB04 | 0.1713 | 0.512867 | 11 | +4.5 | +6.1 | 1.0 |
| AB10 | 0.1797 | 0.512922 | 8 | +5.5 | +6.6 | 1.0 |
| AB13 | 0.2019 | 0.513068 | 12 | +8.4 | +8.0 | 1.1 |
| AB22 | 0.1845 | 0.512951 | 11 | +6.1 | +6.9 | 1.0 |

Reportés dans un diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, les points analytiques sont très dispersés et ne présentent pas de relation isochrone (fig.15), aussi bien

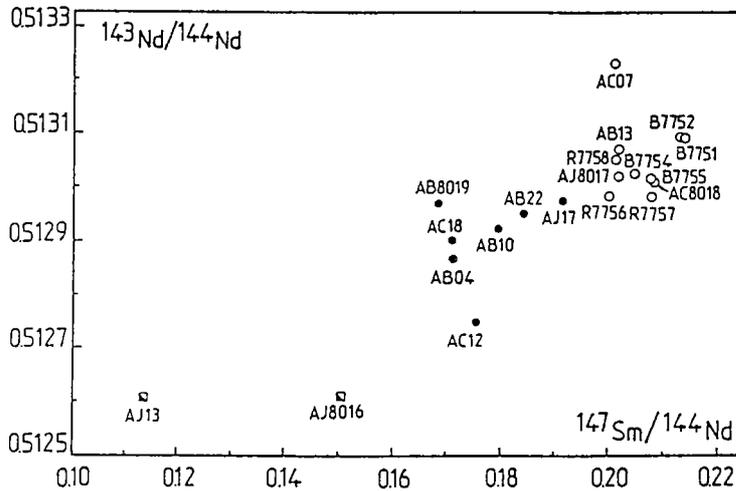


Fig.15: diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Cercles évidés: MORB type N; cercles pleins: MORB type E; carrés: "basaltes alcalins". Aucune relation isochrone n'est observée.

en considérant la globalité des échantillons que pour chaque groupe défini au chapitre précédent (N-MORB, T-MORB et "basaltes alcalins"). Cette dispersion peut être due à différentes causes: (1) les roches ne présentent pas de rapports initiaux INd communs, (2) elles n'ont pas cristallisé au même âge, (3) ou bien des mobilités des LREE et donc des rapports Sm/Nd des échantillons sont intervenues durant le métamorphisme. Il apparaît donc que les échantillons étudiés ne sont pas cogénétiques. Ceci est illustré par la fig. 16; en 16a les éclogites de type N-MORB ont des droites d'évolution isotopique généralement sub-parallèles à la droite figurant le manteau appauvri (Goldstein et al., 1984). Les âges modèles se répartissent entre 1.1 Ga et plus de 4.5 Ga (Tab.II). En 16b, les éclogites du type T-MORB présentent elles aussi des âges modèles très dispersés entre 0.6 et 1.6 Ga. En 16c, les deux éclogites qui pourraient être d'anciens basaltes alcalins se comportent de la même manière. Il est possible que cette hétérogénéité des âges modèles soit accentuée par une légère perturbation des rapports Sm/Nd due au métamorphisme.

L'intérêt de cette étude Sm-Nd se situe plutôt au niveau de la discussion géochimique. Si l'on considère comme raisonnable l'hypothèse que les protolithes des éclogites des MCEA aient cristallisé approximativement en même temps que les séries ophiolitiques du massif de Belledonne (massif de Chamrousse-Thabor) (Pin, 1986a; Ménot et al., 1984 et in press), ceci donne pour l'ensemble de ces roches un âge de magmatisme initial d'environ 500 Ma. Cela permet de calculer, pour les éclogites définies comme d'anciennes roches océaniques (N et T-type MORB, soit plus de 85% du total des échantillons), une valeur $\epsilon\text{Nd}(T)$ initiale à 500 Ma de $+7.4 \pm 1.4$ pour les N-MORB et de $+6.4 \pm 1.5$ pour les T-MORB.

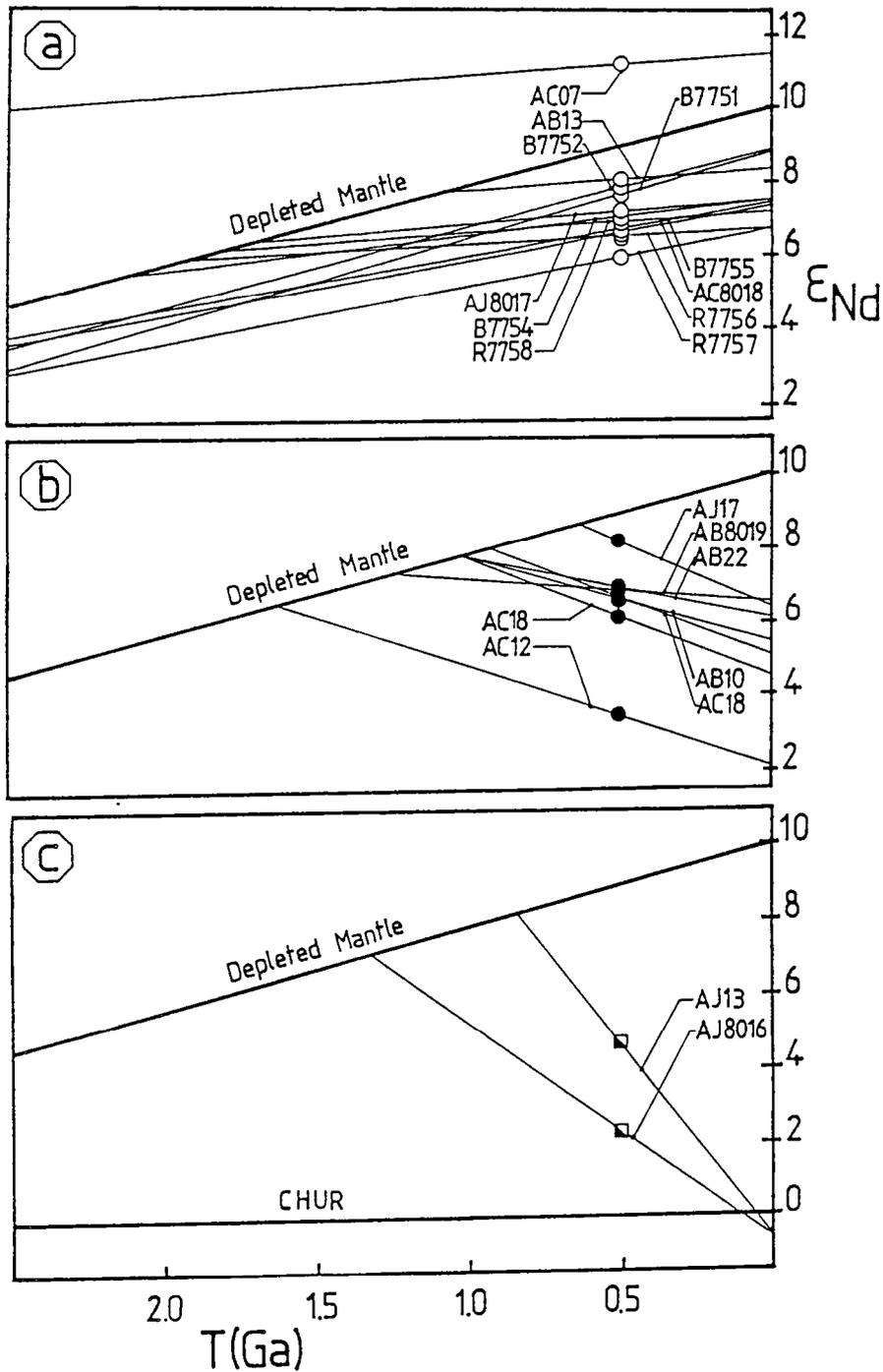


Fig.16: diagramme $\epsilon_{Nd}(T)$ des éclogites des MCEA; a: MORB type N; b: MORB type E; c: "basaltes alcalins" (mêmes symboles que Fig.15).

$$I^{CHUR}(0) = 0.51264; I^{DM}(0) = 0.51315;$$

$$({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{CHUR} = 0.1967; ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.2137.$$

Si ces deux types d'éclogites sont bien différenciées sur le plan géochimique, elles ne sont pas statistiquement différentes sur le plan isotopique; aussi la discussion va s'articuler autour d'une valeur $\epsilon_{Nd}(T)$ initiale de +7.0 \pm 1.5 représentative de l'ensemble de ces échantillons de type MORB.

Cette valeur fortement positive est caractéristique des roches dérivées d'un manteau appauvri et particulièrement des tholéites océaniques, ce qui confirme les hypothèses proposées après l'étude des éléments en traces. Toutefois, les valeurs $\epsilon_{Nd}(T)$ initiales mesurées dans les MORB actuels varient de +8 à +12 avec une moyenne de +10 (Von Drach et al., 1986). Les mêmes roches, vieillies de 500 Ma, vont présenter des valeurs $\epsilon_{Nd}(T)(500 \text{ Ma})$ variant de +6.9 à +10.9 avec une moyenne de +8.9 (le calcul est effectué avec le rapport $147 \text{ Sm}/144 \text{ Nd} = 0.2137$ correspondant à une roche issue du manteau à $T=4.56 \text{ Ga}$ et avec une valeur $\epsilon_{Nd}(0)$ actuelle de +10 (Goldstein et al., 1984)). Il est donc clair que les éclogites des MCEA s'intègrent tout juste dans l'intervalle théorique des basaltes de type MORB, recalculé à 500 Ma. Tout en considérant qu'une telle valeur de $\epsilon_{Nd}(T)(500 \text{ Ma})=+7.0$ est compatible avec l'hypothèse d'une croûte océanique, il est également possible qu'une faible participation crustale au niveau de la source ou qu'une légère contamination lors du magmatisme ait abaissé cette valeur (d'une ou d'une demi unité ϵ) par rapport au manteau appauvri à 500 Ma. En effet, les éclogites du cap Ortegal, qui ont été caractérisées comme d'origine typiquement océanique (N-type MORB) (Bernard-Griffiths et al., 1985), présentent une valeur $\epsilon_{Nd}(T)(480 \text{ Ma})$ moyenne de +10.2 qui est nettement supérieure aux valeurs observées dans les éclogites des MCEA et parfaitement en accord avec l'intervalle théorique calculé pour les MORB.

Les deux échantillons présentant des caractères géochimiques de basaltes d'îles océaniques (AJ8016 et AJ13) ont des valeurs $\epsilon_{Nd}(T)(500 \text{ Ma})$ de +2.3 et +4.7. Ces valeurs sont intermédiaires entre un manteau appauvri ($\epsilon_{Nd}(T)(500 \text{ Ma})=+8.9$) et le réservoir chondritique (CHUR), ce qui est un argument favorable (sous réserve que l'âge de magmatisme soit réellement à 500 Ma) à l'hypothèse que les protolithes de ces éclogites aient pu être des basaltes alcalins (Chauvel and Jahn, 1984).

2.4/ Conclusion de l'étude géochimique

Pour la grande majorité des échantillons étudiés (plus de 85%), les diagrammes d'éléments en traces et les spectres de REE ont permis de définir les éclogites des MCEA comme d'anciennes tholéites océaniques de type N-MORB et E-MORB. Cette hypothèse est à la fois confortée et pondérée par la géochimie isotopique du Nd. Elle est confirmée par la valeur $\epsilon_{Nd}(T)(500 \text{ Ma})$ représentative des éclogites de type MORB égale à +7.0; cette dernière est fortement positive et donc compatible avec une origine mantellique. Cependant, elle est pondérée par le fait que cet $\epsilon_{Nd}(T)$ est à la limite inférieure de la valeur théorique calculée d'un basalte de type MORB à 500 Ma, et également inférieure aux valeurs mesurées sur les éclogites de la Péninsule Ibérique (Bernard-Griffiths et al., 1985). Il est donc tout à fait possible qu'une contribution crustale ait eu lieu à un stade déterminé de la pétrogénèse de ces roches.

Si les caractéristiques géochimiques sont symptomatiques de zones océaniques en extension, il est toutefois délicat de déterminer un site géotectonique précis. De telles associations géochimiques peuvent aussi bien se rencontrer au niveau des rides médio-océaniques que dans des domaines faiblement océanisés du type de la Mer Rouge (Betton and Civetta, 1984) ou du Golfe de Californie (Saunders et al., 1982), ou bien encore dans des bassins arrière-arc (Hawkesworth et al., 1977). L'éventualité d'une contribution crustale permettrait d'écarter la candidature d'une ride médio-océanique au profit de zones plus sensibles aux apports crustaux, proto-océan ou bassin marginal.

Dans le massif de l'Argentera, l'existence de roches basaltiques, déjà rencontrées dans le Massif Central (Bernard-Griffiths and Jahn, 1981), pouvant représenter d'anciennes tholéites d'îles océaniques suggère la présence effective de ce type de site géotectonique dans la chaîne hercynienne.

3/ ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE (U-Pb SUR ZIRCONS).

Six échantillons d'éclotites provenant des trois massifs étudiés ont été prélevés (1 dans les Aiguilles Rouges (B7756), 2 dans Belledonne (B7751 et B7754) et 3 dans l'Argentera (AJ8017, AC8018 et AB8019)) afin d'en séparer les zircons. Cinq d'entre eux, appartenant tous au type N-MORB, ont délivré une quantité suffisante de zircons pour permettre de dater chaque roche individuellement. En revanche, l'échantillon AB8019, qui appartient au type T-MORB, n'a délivré que quelques cristaux ne permettant pas une analyse.

Les résultats seront présentés pour chaque massif; d'abord le massif des Aiguilles Rouges, puis l'Argentera et enfin Belledonne.

3.1/ Le massif des Aiguilles Rouges.

Cinq fractions granulométriques provenant de l'échantillon R7756, qui est une roche de type N-MORB, ont été analysées (Tab.III).

| R7756 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Ages apparents en M.a | | |
|-----------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| <37 μ | 112 | 6.71 | 6142 | 0.05707 | 0.1064 | 0.06053 | 0.4634 | 0.05552 | 379 | 387 | 433 |
| 45-60 μ | 130 | 8.38 | 8350 | 0.05747 | 0.1127 | 0.06393 | 0.4911 | 0.05572 | 399 | 406 | 441 |
| 80-100 μ | 192 | 12.9 | 4669 | 0.05892 | 0.1395 | 0.06507 | 0.5070 | 0.05583 | 411 | 416 | 446 |
| 120-132 μ | 181 | 12.4 | 6016 | 0.05819 | 0.1327 | 0.06700 | 0.5155 | 0.05579 | 418 | 422 | 444 |
| >132 μ | 214 | 15.2 | 3632 | 0.05985 | 0.1400 | 0.06948 | 0.5352 | 0.05586 | 433 | 435 | 447 |

Tab.III: résultats U-Pb de l'éclotite R7756 (massif des Aiguilles Rouges).

Elles définissent un alignement (MSWD = 0.13) avec un intercept supérieur à 454^{+6}_{-1} Ma et un intercept inférieur à 102^{+19}_{-12} Ma (fig.17).

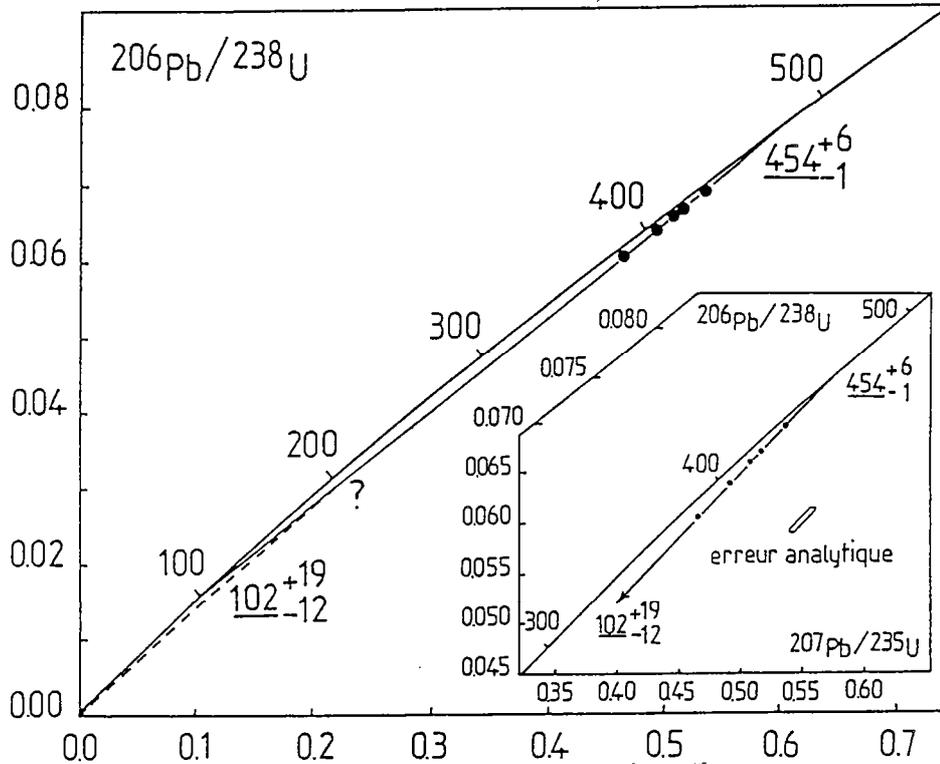


Fig.17: diagramme U-Pb ($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$) de l'éclogite R7756 (massif des Aiguilles Rouges).

Les fractions les plus fines sont les plus pauvres en U (U=110 ppm) et les plus discordantes (22%), ce qui est une corrélation inverse de ce que l'on observe pour les roches magmatiques. Les teneurs en U varient de 110 à 200 ppm et en Pb* de 7 à 15 ppm.

Les zircons sont de teinte rosée et relativement translucides; ils sont de forme assez trappue avec un allongement moyen de 2 et un léger zonage peut parfois être deviné au microscope optique. Au microscope électronique à balayage les zircons sont généralement subautomorphes, avec la présence de pyramides sommitales assez bien exprimées, parfois légèrement ovalisés par une corrosion pouvant être due à l'action des fluides lors du métamorphisme ou bien par une recristallisation partielle, cependant les faces cristallines sont encore bien visibles (photo 1). Les images par cathodoluminescence montrent un zonage très net (photo 2), très démonstratif de la croissance magmatique de ces zircons (Silver, 1969; Pupin, 1976). Ce caractère magmatique qu'est le zonage des cristaux de zircons a été contesté (Corfu and Ayres, 1984), mais sans arguments véritablement convaincants.

Dans le massif des Aiguilles Rouges, le métamorphisme alpin est peu développé et de très faible grade (Von Raumer, 1974). Il est donc insuffisant pour engendrer une perturbation thermique majeure susceptible d'ouvrir le système isotopique du zircon. Néanmoins, une perte épisodique de Pb^* par décompression lors d'une surrection régionale pourrait être à l'origine de cet intercept inférieur (Goldich and Mudrey, 1972). Cet âge de 102 +19-12 Ma pourrait représenter la surrection et/ou l'érosion des MCEA, ce qui semble peu probable car trop précoce dans l'histoire de la chaîne alpine (Gillet et al., 1986). Aussi cet intercept inférieur n'a probablement aucune signification géologique et n'est dû qu'à un artifice graphique dans un modèle de perte épisodique de Pb^* (fig. 17).

La discussion se limitera à l'interprétation de l'intercept supérieur. Les modèles d'intercept unique sont classiquement interprétés comme une perte de Pb radiogénique par diffusion continue (Tilton, 1960; Wasserburg, 1963). L'intercept de la droite discordia avec la courbe concordia va représenter l'âge de la fermeture du système U-Pb des zircons après un phénomène thermique. Dans le cas des roches magmatiques ou faiblement métamorphisées, l'âge obtenu sera l'âge de cristallisation de la roche. Dans le cas des roches métamorphiques, et notamment les éclogites, deux cas seront possibles: ce sera soit l'âge du magmatisme, soit l'âge du métamorphisme. Les éléments de réponse fondamentaux se trouveront dans l'observation de la morphologie et de la structure de zircons.

Dans le cas présent, les zircons étudiés présentent des caractéristiques morphologiques et cristallines qui diffèrent nettement de celles observées dans les zircons métamorphiques et décrites en 3.2 et 3.3. La présence de faces cristallines assez bien exprimées ainsi que l'existence de bandes de croissance formant un zonage sont de bons arguments en faveur de l'origine magmatique de ces zircons. En conséquence, le magmatisme initial du protolithe de cette éclogite prendra place dans l'intervalle 440-470 Ma qui correspond aux valeurs d'intercept maximale et minimale à partir desquelles une courbe de diffusion considérera tous les points analytiques (fig. 18).

Va maintenant se poser la question suivante: pourquoi le métamorphisme de haute pression et haute température n'a-t-il eu que peu d'influence sur la morphologie, la structure et les systèmes isotopiques de ces cristaux de zircons? Sans apporter une réponse définitive, il est possible d'examiner quelques éléments de réflexion. Quand l'âge du magmatisme est exprimé, l'âge du métamorphisme peut ne pas être enregistré pour trois raisons principales: (1) le magmatisme et le métamorphisme sont sub-contemporains; (2) les conditions thermiques du métamorphisme sont insuffisantes pour permettre l'ouverture du système U-Pb des zircons; (3) ou bien encore la résistance du réseau cristallin du minéral a maintenu clos le système isotopique durant et malgré la perturbation thermique, c'est notamment

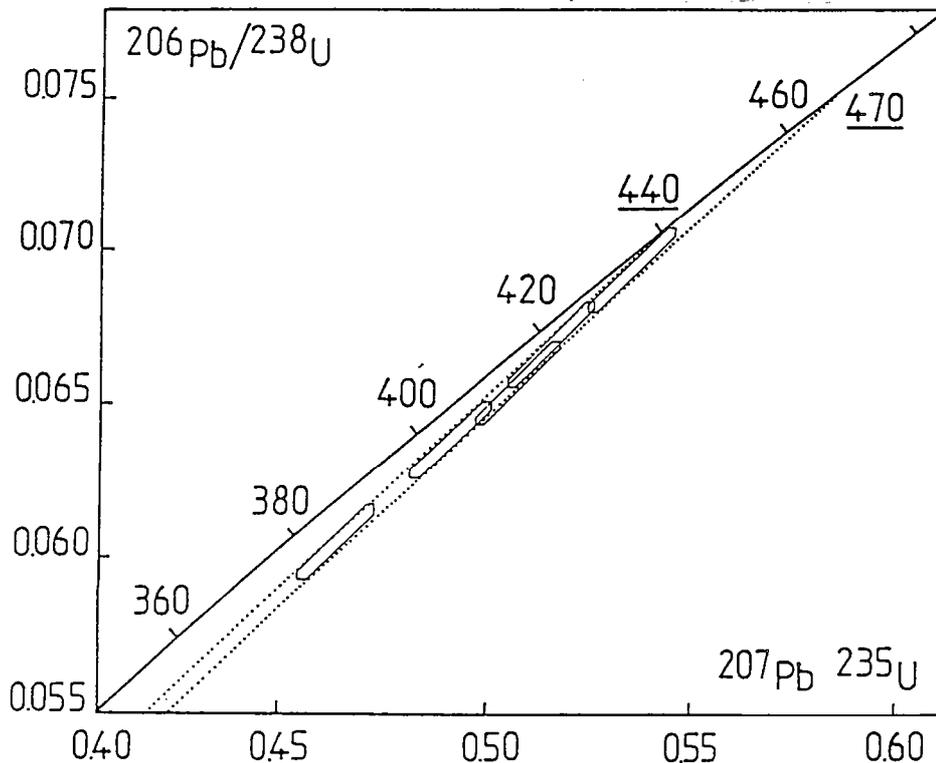


Fig.18: diagramme U-Pb de l'éclogite R7756. Les courbes de diffusion (en pointillés) sont compatibles avec les erreurs analytiques des points pour des valeurs d'intercepts supérieurs de 440 à 470 Ma.

le cas pour certains échantillons polymétamorphiques (Peucat et al., 1985). Les deux premières propositions peuvent être écartées par des arguments géochronologiques (voir 3.2 et 3.3) et pétrologiques; la dernière possibilité est la plus intéressante à développer. Il est bien connu que l'U tétravalent peut relativement aisément se substituer au Zr dans le réseau du zircon. La désintégration de l'U en Pb va entraîner une désorganisation locale du réseau du minéral (Carbannel et al., 1972). La susceptibilité d'un cristal de zircon à réagir à un événement métamorphique donné sera principalement liée à deux paramètres: d'une part à la proportion d'atomes d'U incluse au départ dans le minéral, et d'autre part au temps écoulé depuis la cristallisation primitive du zircon. De ce fait, il sera difficile de fixer un seuil thermique d'ouverture du système isotopique du zircon, celui-ci étant pour partie dépendant des deux paramètres cités. Or dans le cas étudié, l'intervalle de temps écoulé entre le magmatisme et le métamorphisme est assez court, probablement bien inférieur à 100 Ma. De ce fait, la proportion d'atomes d'U désintégrés au temps du métamorphisme devait être très faible et ainsi le réseau cristallin du minéral très régulier; tant et si bien que les zircons ont pu "résister" aux contraintes du métamorphisme éclogitique.

3.2/ Le massif de l'Argentera.

A) Six fractions granulométriques provenant de l'échantillon AJ8017, qui a été caractérisé comme un N-type MORB, ont été analysées (Tab.IV). Elles définissent un alignement (MSWD = 2.6) qui ne passe pas par l'origine du diagramme mais légèrement sur sa droite. Cependant l'intercept supérieur sera bien contraint par la moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (à 2 m) qui indique un âge de 355 ± 5 Ma (fig. 19).

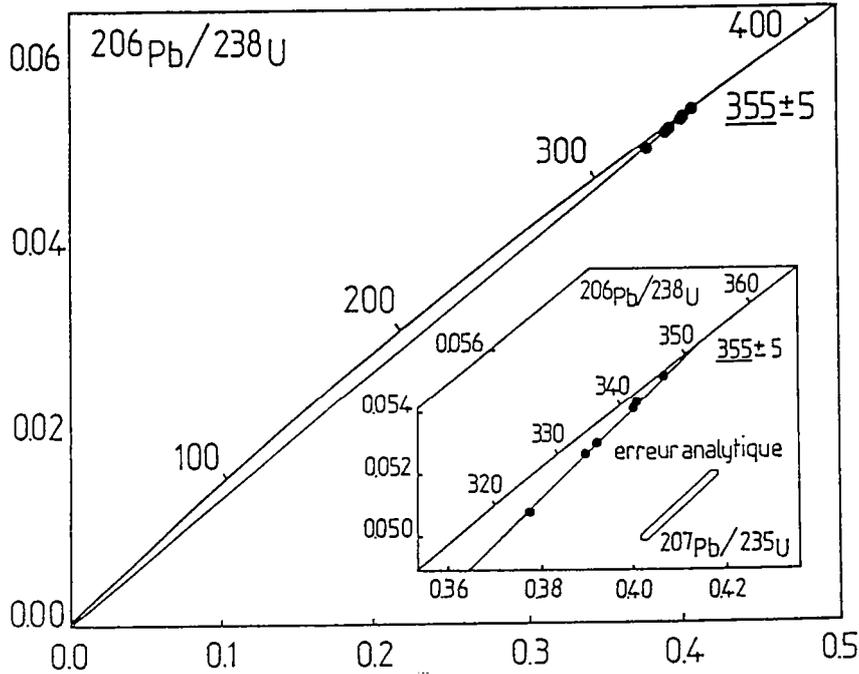


Fig.19: diagramme U-Pb de l'éclogite AJ8017 (massif de l'Argentera).

Les points analytiques sont fortement concordants (ce qui peut expliquer le MSWD très élevé); ce sont les fractions les plus fines qui sont les plus discordantes (9%) et les plus pauvres en U (100 ppm) (corrélation inverse). Les teneurs en U varient de 100 à 240 ppm et en Pb* de 5 à 14 ppm pour l'ensemble de la population.

| AJ 8017 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Âges apparents en M.a | | |
|-------------------------------|----------------|--------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| 55-80 μ | 101 | 4.71 | 601 | 0.07514 | 0.07169 | 0.05070 | 0.3773 | 0.05389 | 319 | 325 | 367 |
| 80-100 μ | 141 | 6.82 | 1260 | 0.06512 | 0.04534 | 0.05268 | 0.3897 | 0.05366 | 331 | 334 | 357 |
| 100-120 μ | 194 | 9.52 | 857 | 0.07060 | 0.06467 | 0.05302 | 0.3922 | 0.05364 | 333 | 336 | 356 |
| 120-132 μ | 238 | 11.95 | 1192 | 0.06580 | 0.05501 | 0.05416 | 0.4003 | 0.05300 | 340 | 342 | 354 |
| 132-142 μ | 227 | 11.44 | 1442 | 0.06355 | 0.05164 | 0.05436 | 0.4008 | 0.05347 | 341 | 342 | 349 |
| >142 μ | 263 | 13.50 | 2541 | 0.05920 | 0.04395 | 0.05510 | 0.4069 | 0.05348 | 346 | 347 | 349 |

Tab.IV: résultats U-Pb de l'éclogite AJ8017 (massif de l'Argentera).

Les zircons sont incolores et translucides, quelques individus sont rosés dans les plus grosses fractions granulométriques. Au microscope optique, les zircons présentent une forme ovoïde avec un allongement moyen de 1.5 à 2. Quelques plus rares individus atteignent des allongements de 3 à 4, la présence d'inclusions y est assez fréquente. Cette dernière population est en assez faible proportion (probablement <5%); les minéraux semblent subautomorphes à arrondis. Ces observations sont confirmées au microscope électronique à balayage où les cristaux présentent un habitus ovoïde ou sub-ovoïde (photo 3), aucune face cristalline n'est exprimée tandis que l'on observe de nombreuses facettes à la surface du minéral. Les quelques individus allongés semblent pour leur part présenter tant au niveau des prismes que des pyramides des faces cristallines relativement bien marquées (photo 4). Les images par cathodoluminescence ne dévoilent aucune structure interne dans ces cristaux (zonage, coeur, surcroissance ...) susceptible de renvoyer des photons. Cette population de zircons, sans structures internes visibles, diffère nettement des zircons d'origine magmatique rencontrés dans l'exemple précédent. Cette absence de caractéristiques magmatiques va impliquer l'influence prépondérante de deux paramètres: (1) une cristallisation très rapide (voire même un phénomène de trempe) des zircons et/ou (2) une composition du bain très homogène avec une quantité de réactants réduite. Ceci amène deux hypothèses génétiques différentes: ces zircons peuvent provenir d'une roche volcanique ou bien avoir cristallisé lors d'un événement métamorphique.

Les roches volcaniques sont en effet susceptibles de contenir des zircons; ceux-ci ont des faces cristallines généralement bien exprimées, de fréquentes inclusions et sont rarement zonés (Pupin, 1976). Toutefois, seules les volcanites les plus différenciées ainsi que les roches alcalines renferment des populations de zircons. Pourtant, les teneurs en Zr mesurées dans les basaltes océaniques varient de 30 ppm jusqu'à des valeurs maximales relativement élevées de l'ordre de 300 ppm (Basaltic volcanism, 1981). C'est d'ailleurs dans cette gamme de compositions que se situent généralement les éclogites. L'absence de zircons dans les basaltes est probablement liée au comportement incompatible du Zr dans un liquide basaltique (contrairement à son comportement compatible dans un liquide granitique). En effet, les études expérimentales ont montré que le zircon ne peut cristalliser que dans un milieu excédentaire en silice par rapport au zirconium (Caruba, 1979). Le comportement incompatible du Zr dans un liquide basaltique - sous-saturé en silice - ne permettra donc pas la cristallisation de zircons.

A cette première explication, il faut ajouter l'observation suivante: les zircons des roches volcaniques sont généralement automorphes (Pupin, 1976), alors que dans l'exemple présent ils sont pour la grande majorité d'entre eux de forme ovoïdes. Or d'éventuels phénomènes de corrosion

lors du métamorphisme ne devraient pas "à priori" d'avantages altérer les zircons des éclogites de l'Argentera que ceux des éclogites des Aiguilles Rouges qui sont subautomorphes. L'hypothèse de zircons d'origine volcanique ne semble donc pas réellement convenir.

Il reste donc la dernière hypothèse: des zircons métamorphiques. Les zircons de ces éclogites ont cristallisé (ou recristallisé) dans des conditions de très haute pression et c'est ce climat de forte pression qui est probablement responsable de la forme sphérique ou ovoïde des cristaux. La morphologie même des zircons étudiés impose qu'ils aient été les témoins d'une perturbation thermodynamique majeure et qu'ils aient cristallisé en climat métamorphique. Deux cas sont alors possibles: (1) le métamorphisme a induit l'ouverture du système isotopique et la perte de toute mémoire antémétamorphique, ainsi l'âge de magmatisme initial du protolithe est "effacé"; ou bien (2) la cristallisation des zircons est synmétamorphe.

La première proposition, la complète remise à zéro du chronomètre U-Pb, est peu plausible et ceci pour plusieurs raisons: tout d'abord, une température de 700-800°C est insuffisante pour totalement décomposer les zircons (Caruba, 1979). Il n'est pas non plus envisageable d'invoquer une complète dissolution de ces zircons par une phase fluide (Harrison and Watson, 1983). Il faut ajouter qu'une telle hypothèse est en contradiction avec la présence d'une mémoire isotopique ancienne dans certains échantillons d'éclogites soumis aux mêmes contraintes thermodynamiques (voir 3.2 et 3.3).

La solution qui semble la plus favorable est l'hypothèse d'une cristallisation synmétamorphe des zircons. Le métamorphisme éclogitique est une transformation minéralogique qui va libérer de la silice sous forme de quartz (albite → jadéite + quartz). Ce quartz, non exprimé dans le protolithe, peut se combiner avec ZrO₂ et permettre la formation des zircons. Ces derniers seront alors génétiquement liés au métamorphisme qui aura permis la libération du quartz, puis la cristallisation des zircons (ZrO₂ + SiO₂ = ZrSiO₄). Ceci pourrait préférentiellement s'effectuer dans les clinopyroxènes lors de leur formation durant le métamorphisme. Des études expérimentales, cependant restreintes aux processus magmatiques, ont montré que ZrO₂ pouvait être incorporé de manière importante (par substitution dans les sites M1) dans le clinopyroxène (Mac Callum and Charette, 1978; Dunn and Mac Callum, 1982). Dans cette hypothèse, cet âge de 355 ± 5 Ma va indiquer l'âge de cristallisation des zircons lors du métamorphisme. Dans un tel modèle, aucune information sur l'âge initial du protolithe ne pourra être obtenue.

La présence des individus subautomorphes et allongés reste problématique; elle nécessiterait une étude très fine afin de préciser leur origine. Ces individus qui sont en faible proportion dans les plus grosses fractions granulométriques ne perturbent apparemment pas les mesures analytiques. Peut-être sont ils des témoins de l'existence d'une très faible part de zircons magmatiques pauvres en U, ou bien sont-ils liés à la légère contribution crustale suggérée dans l'étude géochimique?

B) Une seconde éclogite provenant du massif de l'Argentera a été datée, cet échantillon (AC8018) est rapporté aux N-type MORB. Quatre fractions granulométriques de zircons ont été analysées (Tab.V). Les points définissent une droite discordia (MSWD = 0.76) qui recoupe la courbe concordia en deux intercepts: un intercept supérieur à 2674 +321 -277 Ma et un intercept inférieur à 424 +4 -6 Ma (fig.20). Les points analytiques sont très regroupés et très discordants (>95%).

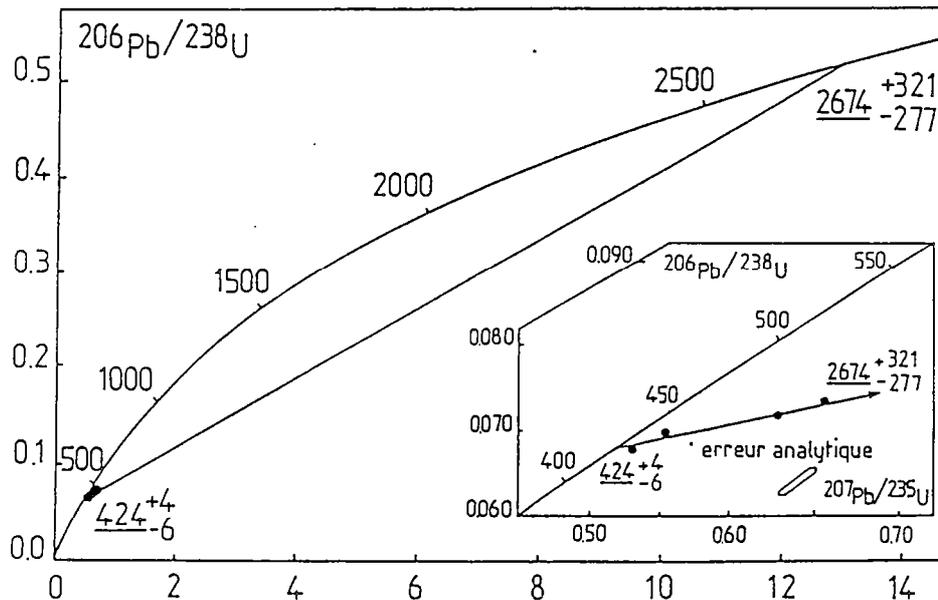


Fig.20: diagramme U-Pb de l'éclogite AC8018 (massif de l'Argentera).

| AC 8018 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Âges apparents en M.a | | |
|-------------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| 69-80 μ | 230 | 17.0 | 1090 | 0.07925 | 0.1372 | 0.07348 | 0.6701 | 0.06614 | 457 | 521 | 811 |
| 100-120 μ | 242 | 17.7 | 1400 | 0.07449 | 0.1463 | 0.07175 | 0.6357 | 0.06426 | 447 | 500 | 750 |
| 132-149 μ | 232 | 16.6 | 1984 | 0.06469 | 0.1475 | 0.06996 | 0.5538 | 0.05742 | 436 | 448 | 508 |
| >149 μ | 251 | 17.2 | 574 | 0.08106 | 0.1037 | 0.06777 | 0.5295 | 0.05666 | 423 | 431 | 479 |

Tab.V: résultats U-Pb de l'éclogite AC8018 (massif de l'Argentera).

Les teneurs moyennes sont de 240 ppm pour l'U et 17 ppm pour le Pb*. Les zircons sont de teinte rose pâle, ils sont sphériques à ovoïdes avec des allongements de 1 à 3 atteignant rarement 4. Ils contiennent de fréquentes inclusions arrondies et sombres, certaines structures internes pourraient représenter des coeurs, mais ceci reste très subjectif. Au microscope électronique à balayage, la forme ovoïde des cristaux est bien visible (photo 5) tandis que l'observation des facettes de recristallisation est très caractéristique (photo 6). Les images par cathodoluminescence laissent supposer la présence de coeurs dans ces cristaux (photo 7).

Pour tenter d'interpréter ce système à deux intercepts, deux cas différents sont proposés: (1) un premier modèle de mélange entre les coeurs pouvant représenter les zircons du protolithe de l'éclogite et les couronnes qui ont pu cristalliser lors du métamorphisme. (2) Le second modèle proposera un mélange entre une phase héritée (les coeurs) et une deuxième phase (les couronnes), d'origine magmatique ou métamorphique, recristallisée autour des noyaux anciens. Ces différents modèles sont exposés plus en détail dans Pin (1979), Gebauer and Grünenfelder (1979b) et Peucat (1983).

L'intercept inférieur correspond à un événement thermique ayant permis la cristallisation de la partie périphérique des zircons. Cet événement peut être de deux ordres: c'est soit la cristallisation du protolithe de l'éclogite, soit le métamorphisme éclogitique. Il n'existe pas d'argument impératif permettant de trancher, néanmoins plusieurs constatations permettent de préférer la seconde possibilité: les zircons de cette éclogite ne sont pas automorphes, ils sont au contraire de forme ovoïde ce qui est une preuve du cachet métamorphique, et les contacts avec les minéraux déjà cristallisés sont matérialisés par des facettes. De plus la partie recristallisée du zircon n'est pas zonée. Il sera donc proposé que l'intercept inférieur à 424 ± 4-6 Ma puisse raisonnablement correspondre à l'âge du métamorphisme éclogitique, tout en n'écartant pas la possibilité d'une autre solution. Un cas comparable provenant du massif de Belledonne (B7751) a été étudié (voir 3.3). De nouveaux arguments viendront conforter cette interprétation.

L'examen des résultats géochronologiques obtenus sur les deux échantillons d'éclogites du massif de Belledonne (voir 3.3) va permettre de discuter le problème de la signification des intercepts supérieurs anciens dans les éclogites des MCEA (voir 4.1) et de trancher entre les deux modèles proposés.

3.3/ Le massif de Belledonne.

A) Neuf fractions granulométriques de l'échantillon B7754, défini comme une roche de type N-MORB, ont été analysées (Tab.VI). Huit des neuf points analytiques définissent une droite discordia (MSWD = 0.52) avec un intercept supérieur à 478^{+24}_{-18} Ma et un intercept inférieur à 327^{+18}_{-12} Ma (fig.21). Le neuvième point (fraction 80-120 microns) se situe hors de l'alignement et n'a pas été considéré dans le calcul, il fera l'objet d'un examen attentif dans la discussion des résultats. La représentation classique $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ est complétée en cartouche (fig.21) par un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (en échelle logarithmique) vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tera and Wasserburg, 1972; Gebauer and Grünenfelder, 1979a, Gebauer et al., 1981). Cette représentation permet d'augmenter artificiellement l'arcure de la courbe concordia, car dans le cas présenté les points analytiques sont sub-concordants.

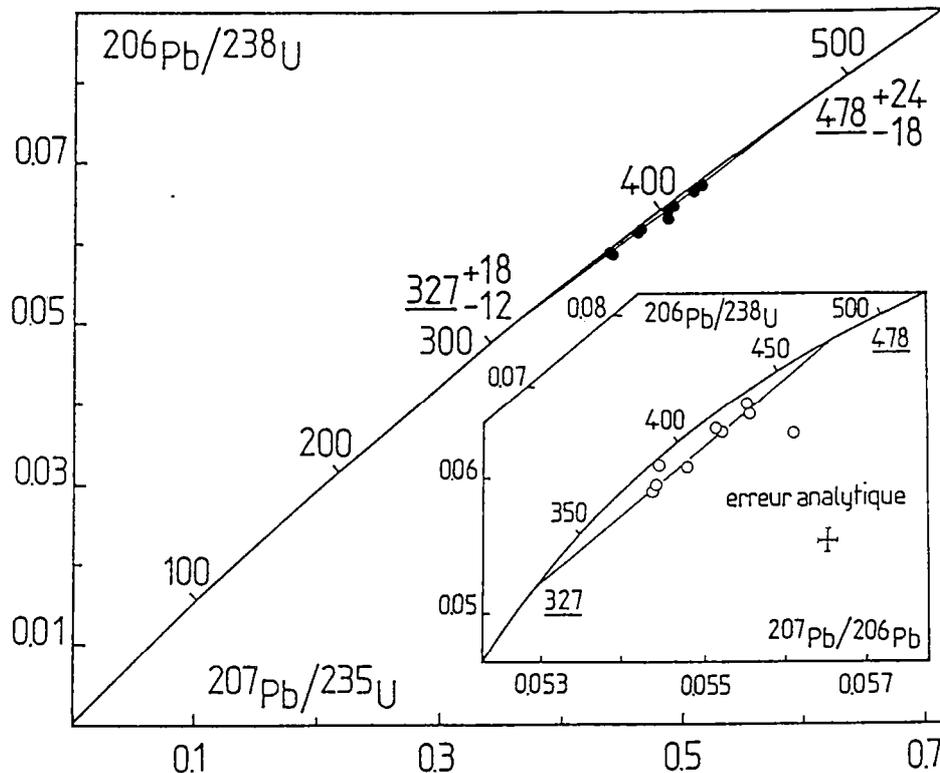


Fig.21: diagramme U-Pb de l'éclogite B7754 (massif de Belledonne). En cartouche, les points analytiques sont reportés dans un diagramme $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (en échelle logarithmique) vs. $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ (Tera & Wasserburg, 1972 modifié d'après Gebauer & Grünenfelder, 1979).

Les teneurs en U des zircons varient de 80 à 160 ppm et les teneurs en Pb* de 5 à 11 ppm. Ce sont les plus petites fractions qui sont les plus discordantes.

| B7754 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Âges apparents en M.a | | |
|-----------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| <37 μ | 108 | 6.08 | 2501 | 0.06010 | 0.07222 | 0.05878 | 0.4408 | 0.05438 | 368 | 371 | 387 |
| <37 μ (2) | 88.0 | 4.94 | 2185 | 0.06102 | 0.07115 | 0.05806 | 0.4412 | 0.05438 | 369 | 371 | 387 |
| 45-60 μ | 81.2 | 4.85 | 2320 | 0.06069 | 0.08533 | 0.06102 | 0.4640 | 0.05444 | 387 | 387 | 389 |
| 45-60 μ (2) | 94.1 | 5.59 | 1660 | 0.06348 | 0.09131 | 0.06146 | 0.4642 | 0.05478 | 385 | 387 | 403 |
| 80-120 μ | 89.8 | 5.60 | 4021 | 0.05960 | 0.1032 | 0.06321 | 0.4881 | 0.05601 | 395 | 404 | 453 |
| 100-120 μ | 161 | 10.6 | 2350 | 0.06172 | 0.1081 | 0.06658 | 0.5099 | 0.05555 | 415 | 418 | 434 |
| >120 μ | 96.4 | 6.09 | 1172 | 0.06747 | 0.1212 | 0.06414 | 0.4874 | 0.05511 | 401 | 403 | 417 |
| >120 μ (2) | 124 | 7.90 | 1019 | 0.06933 | 0.1269 | 0.06469 | 0.4923 | 0.05520 | 404 | 407 | 420 |
| >132 μ | 97.3 | 6.57 | 900 | 0.07160 | 0.1399 | 0.06725 | 0.5146 | 0.05550 | 420 | 422 | 433 |

Tab.VI: résultats U-Pb de l'éclogite B7754 (massif de Belledonne).
La fraction 80-120 μ n'a pas été considérée dans le calcul de l'âge.

Les cristaux sont incolores; au microscope optique ils sont pour la plupart de forme ovoïde voire sphérique avec un allongement de 1 à 2 et contiennent quelques inclusions. Une faible proportion d'individus (moins de 5%), généralement plus allongés présentent des prismes subautomorphes et des pyramides arrondies (au sens de Pupin, 1976). Au microscope électronique à balayage, la majeure partie des zircons sont ovoïdes et présentent des facettes (photo 8); l'on observe une faible proportion d'individus allongés, à tendance plus "automorphe" (photo 9). Les images en cathodoluminescence et les observations en lames minces sur les deux types de zircons ne révèlent aucune structure cristalline.

L'interprétation de ces données est délicate et deux explications seront proposées: les intercepts ont une signification géologique simple ou bien le modèle est plus complexe. Dans le premier cas, les deux âges obtenus sont considérés comme significatifs: l'intercept supérieur à 478 +24-18 Ma serait interprété comme l'âge du magmatisme initial du protolithe tandis que l'intercept inférieur à 327 +18-12 Ma représenterait l'événement tectonométamorphique responsable de la perte épisodique de Pb*. C'est le même schéma explicatif, et pour des valeurs d'intercepts sensiblement égales, qui avait été évoqué dans le cas de la datation des metabasites du Massif de Sauviat-sur-Vige (Gebauer et al., 1981). La multiplicité des échantillons utilisés (deux métagabbros, une amphibolite, une éclogite et deux péridotites) et des populations de zircons différentes avait induit un modèle de mélange complexe et permis de considérer les âges obtenus comme non-significatifs. En revanche, dans le cas de l'éclogite B7754, la datation a bien été réalisée sur les zircons d'un unique échantillon.

Cette première hypothèse se heurte néanmoins à plusieurs problèmes:

-(1) Les zircons observés dans cette roche ne présentent aucun indice d'une origine magmatique.

-(2) L'intervalle de temps, environ 150 Ma, entre le magmatisme et le métamorphisme présumé semble trop faible pour produire par désintégration de l'U une quantité de Pb radiogénique importante. Dans le cas où le système s'est ouvert, cela va induire une (trop?) faible perte de Pb*. Ce faible intervalle peut même ne pas permettre l'ouverture du système chimique du zircon, du fait d'un réseau cristallin encore trop "parfait".

Ces observations ne permettent pas de rejeter formellement l'hypothèse d'un métamorphisme éclogitique à 327 Ma, cependant ceci semble fort peu probable. La datation du métamorphisme par un système isotopique indépendant (une approche $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur amphiboles est en cours) apportera éventuellement de nouveaux éléments de réponse.

Si l'on considère que cet intercept inférieur à 327 Ma n'est pas significatif, l'intercept supérieur pourrait tout aussi bien ne pas l'être puisque les deux âges sont déterminés par une régression linéaire qui n'aurait pas alors de raison d'être tracée. Les éléments d'information les plus fiables seront les caractéristiques des cristaux de zircons et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Ces zircons sont globalement marqués par l'absence de caractères magmatiques et par la présence de caractères métamorphiques qui les rapprochent des zircons provenant de l'éclogite AJ8017 de l'Argentera (voir 3.2); il est donc possible qu'ils soient d'origine métamorphique. Deux cas pourront être proposés: (1) le premier cas prend en compte les huit points analytiques qui ont été considérés dans le calcul des intercepts. En prenant pour hypothèse que l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ le plus ancien reflète l'âge du métamorphisme, il est possible de tracer une courbe de perte de Pb* par diffusion continue (fig.22); la fraction la plus discordante étant située légèrement au-dessus de cette courbe. L'âge du métamorphisme sera alors d'environ 434 Ma.

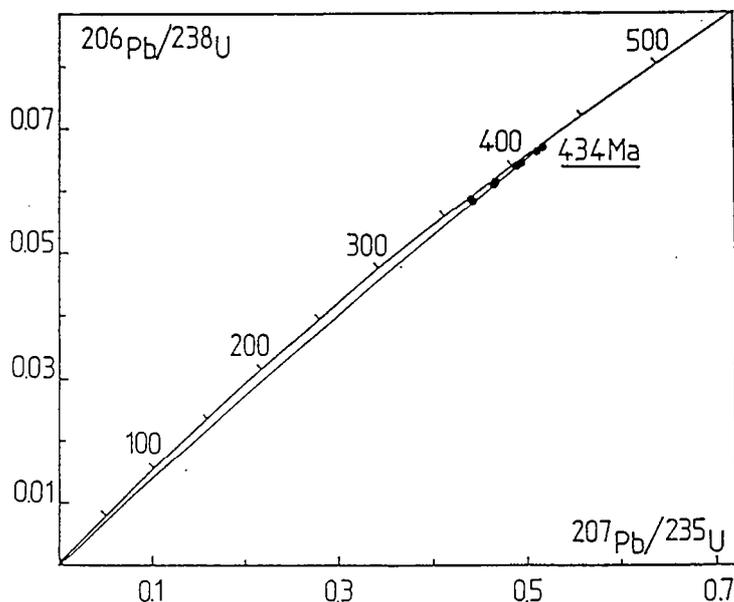
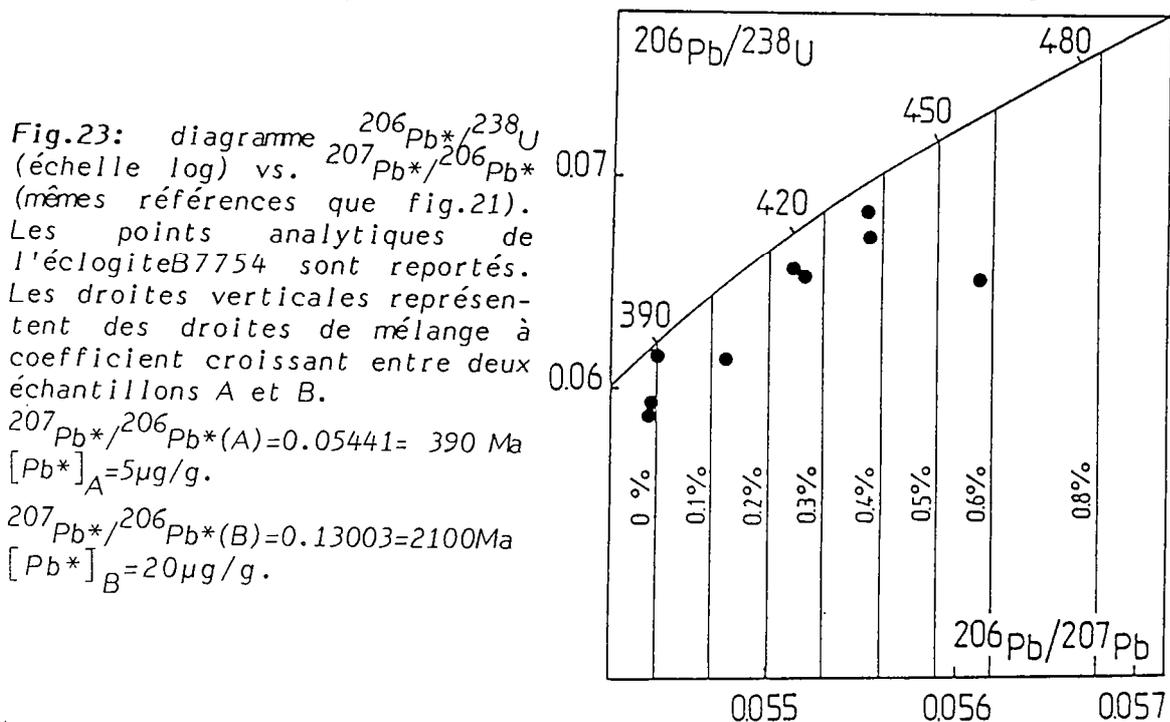


Fig.22: diagramme U-Pb de l'éclogite B7754. Trajectoire d'une courbe de perte de Pb* par diffusion continue à partir d'un intercept supérieur à 434 Ma.

(2) Dans un second cas, l'ensemble des neuf points analysés sera pris en compte. En effet, la donnée qui n'avait pas été retenue dans le calcul (fraction 80-120 microns) est parfaitement satisfaisante sur le plan analytique ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 4021$). De plus, la position de ce point dans le diagramme concordia (fig.21) ne peut pas être due à un phénomène de perte d'U pendant la procédure chimique, ceci provoquant le déplacement du point analytique vers la concordia (voire même au-dessus), ce qui n'est pas le cas ici. Il est donc nécessaire d'expliquer la position de ce point, celle-ci n'étant apparemment pas liée à un problème analytique.

Il a été montré à l'aide de la technique d'abrasion (Krogh, 1982) que l'existence d'une phase héritée dans une population de zircons peut provoquer une dispersion relative des points analytiques. Ce raisonnement peut être appliqué à l'échantillon B7754. Dans cette hypothèse, le métamorphisme sera indiqué par l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ le plus faible à 387 Ma. Ceci concorde bien avec un métamorphisme à 390 ± 8 Ma daté à partir d'un autre échantillon d'éclogite, provenant du même affleurement dans le massif de Belledonne (voir même paragraphe, fig. 24). Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ croissants pourraient être liés à l'influence d'une phase héritée, partiellement représentée par les zircons "à tendance plus automorphe", et qui aurait pour effet d'augmenter les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dans les fractions les plus contaminées. Cette hypothèse est schématisée sur la figure 23 (les calculs sont reportés dans le tableau VII); le modèle étant théorique, l'importance apportée aux chiffres sera toute relative.



| ECHANTILLON B (%) | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | AGE APPARENT (Ma) | $[\text{Pb}^*]$ DU MELANGE ($\mu\text{g/g}$) |
|-------------------|---------------------------------------|-------------------|--|
| 0.1 | 0.054714 | 402 | 5.02 |
| 0.2 | 0.055013 | 415 | 5.03 |
| 0.3 | 0.055311 | 427 | 5.05 |
| 0.4 | 0.055608 | 438 | 5.06 |
| 0.5 | 0.055902 | 450 | 5.08 |
| 0.6 | 0.056195 | 462 | 5.09 |
| 0.7 | 0.056486 | 473 | 5.11 |
| 0.8 | 0.056775 | 485 | 5.12 |
| 0.9 | 0.057063 | 496 | 5.14 |
| 1 | 0.057349 | 507 | 5.15 |
| 2 | 0.060119 | 610 | 5.30 |
| 3 | 0.062737 | 701 | 5.45 |
| 4 | 0.065214 | 783 | 5.60 |
| 5 | 0.067563 | 857 | 5.75 |
| 10 | 0.077678 | 1140 | 6.50 |
| 20 | 0.092220 | 1474 | 8.00 |
| 30 | 0.102169 | 1665 | 9.50 |
| 40 | 0.109405 | 1790 | 11.00 |
| 50 | 0.114905 | 1880 | 12.50 |
| 99.9 | 0.130009 | 2100 | 19.99 |

échantillon A: $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*=0.054412 = 390 \text{ Ma}$ $[\text{Pb}^*]_A = 5 \mu\text{g/g}$
échantillon B $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*=0.130028 = 2100 \text{ Ma}$ $[\text{Pb}^*]_B = 20 \mu\text{g/g}$

Tab.VII: modélisation d'un mélange à taux variable de deux populations de zircons A et B: influence sur l'évolution de l'âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$.

Cette éclogite pourrait donc représenter une roche renfermant dans certaines fractions une faible composante héritée. Dans l'éclogite B7754, la contamination est extrêmement faible et peut être suspectée grâce à la présence d'un point analytique qui révèle un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ significativement plus élevé que dans les autres fractions.

Dans l'échantillon B7751, présenté ci-dessous, il sera intéressant d'étudier la possibilité de l'existence d'un tel phénomène de contamination qui pourrait être révélé encore plus nettement.

B) Trois fractions granulométriques provenant de l'échantillon B7751, défini comme un N-type MORB, ont été analysées (Tab.VIII). Les points analytiques définissent une droite discordia (MSWD = 0.28) qui recoupe la courbe concordia en deux intercepts: un intercept supérieur mal défini à 2131 +390-332 Ma et un intercept inférieur bien défini à 390 +-8 Ma (fig.24). Les points analytiques sont très regroupés et très discordants (>95%), les teneurs moyennes sont de 30 ppm pour l'U et 2 ppm pour le Pb*. Il est à noter que ces teneurs sont de 3 à 6 fois plus faibles que celles mesurées dans les zircons des quatre autres éclogites étudiées.

| B7751 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Ages apparents en M.a | | |
|-----------------------------|----------------|-----------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| <45 μ | 32.9 | 2.06 | 1477 | 0.06734 | 0.09400 | 0.06465 | 0.5133 | 0.05758 | 404 | 421 | 514 |
| 45-80 μ | 30.1 | 1.97 | 896 | 0.07683 | 0.1097 | 0.06717 | 0.5630 | 0.06078 | 419 | 453 | 632 |
| 100-120 μ | 32.8 | 2.09 | 573 | 0.08519 | 0.1251 | 0.06587 | 0.5458 | 0.06009 | 411 | 442 | 607 |

Tab.VIII: résultats U-Pb de l'éclogite B7751 (massif de Belledonne).

Les zircons sont incolores et translucides, ils ne contiennent pratiquement jamais d'inclusions. Au microscope optique ils présentent un aspect trapu et une forme sub-sphérique à ovoïde avec un allongement maximum de 2.

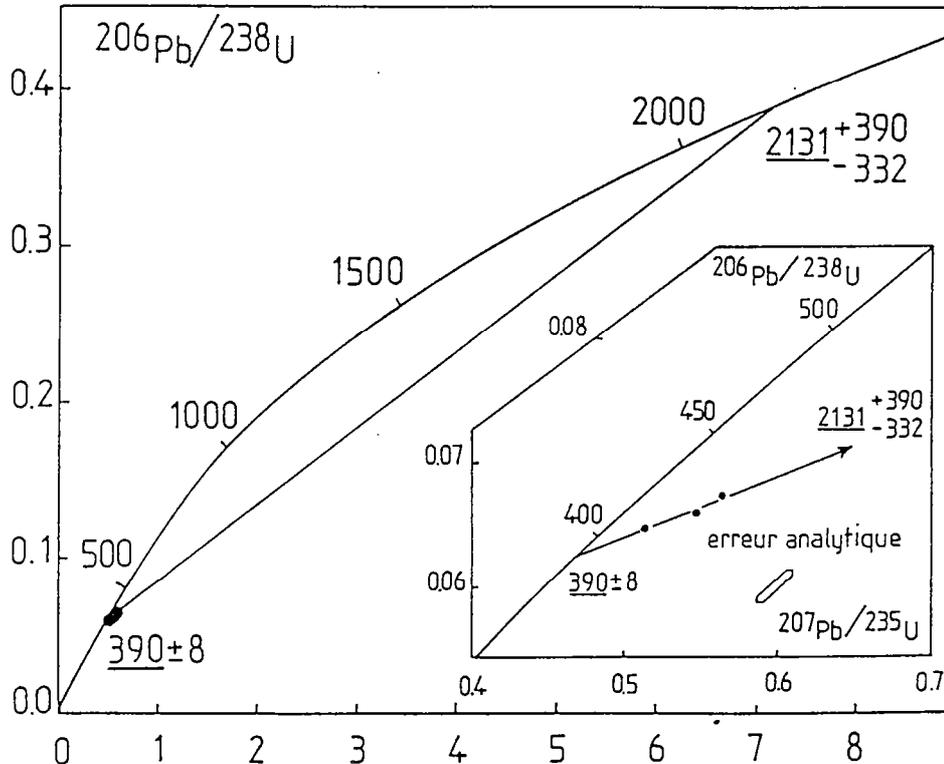


Fig.24: diagramme U-Pb de l'éclogite B7751 (massif de Belledonne).

Cette tendance est confirmée par l'observation au microscope électronique à balayage: la forme ovoïde est bien marquée (photo 10) et la présence de nombreuses facettes, en légère dépression et délimitées par de fines bordures, est remarquable (photo 11). Cet aspect suggère bien le fait que ces zircons ne seraient pas automorphes mais plutôt qu'ils auraient cristallisé (ou recristallisé) en contact avec d'autres minéraux, les facettes représentant ces contacts. L'observation des images par cathodoluminescence apporte des informations fondamentales sur la structure cristalline de ces zircons. Ils sont constitués de deux ensembles: une structure centrale, dont on devine le volume (photo 12) et qui peut être zonée (photo 13), et une structure périphérique non zonée qui représente l'enveloppe externe du zircon. Il est raisonnable de considérer cette structure centrale, dont les contours sont différents de ceux du minéral, comme un coeur autour duquel le zircon a (re)cristallisé.

L'intercept inférieur à 390 \pm 8 Ma correspond, de la même manière que pour l'échantillon AC8018 (voir 3.2), à un événement ayant permis la cristallisation de la partie périphérique des zircons. Cet événement pourra être magmatique: la cristallisation du protolithe de l'éclogite, ou bien métamorphique: le métamorphisme éclogitique. c'est cette seconde possibilité qui sera préférée, à la lumière de ces arguments:

-(1) Les zircons de cette éclogite sont ovoïdes et présentent des facettes de contact nettement visibles (photo 11) avec les minéraux déjà cristallisés: c'est là un caractère plutôt métamorphique. De plus, la partie recristallisée du zircon n'est pas zonée ce qui aurait pu illustrer une possible recristallisation d'origine magmatique (Pupin, 1976).

-(2) L'âge obtenu de 390 \pm 8 Ma est en bon accord avec l'âge probable de métamorphisme proposé pour l'autre échantillon d'éclogite du massif de Belledonne B7754 (387 Ma).

-(3) La géologie des MCEA présente les formations de Belledonne-Est comme homologues des séries cristallines du massif des Aiguilles Rouges et séparées par un accident tectonique cassant. Or il a été montré que le magmatisme initial des protolithes des éclogites du massif des Aiguilles Rouges prenait place entre 440 et 470 Ma (voir 3.1 et fig.18) et en aucun cas à 390 Ma. Il sera donc proposé que l'intercept inférieur à 390 \pm 8 Ma puisse raisonnablement correspondre à l'âge du métamorphisme éclogitique.

Les deux intercepts à 2131 \pm 390-332 Ma et 390 \pm 8 Ma obtenus dans la datation de cet échantillon B7751 peuvent être interprétés par un modèle de mélange entre deux phases: (1) une composante ancienne, datée en intercept supérieur et matérialisée par les coeurs de zircons et (2) une composante plus récente, datée en intercept inférieur et représentée par les couronnes externes des zircons. Si le terme récent est probablement lié à une recristallisation lors du métamorphisme éclogitique à 390 Ma, l'origine des noyaux anciens doit être discutée. Représentent-ils les zircons du protolithe de l'éclogite B7751 cristallisés à 2.1 Ga dans le massif de Belledonne (et 2.7 Ga pour l'échantillon AC8018 du massif de l'Argentera; voir 3.2 et fig. 20), ou bien sont-ils des zircons hérités, démonstratifs d'un phénomène de contamination crustal dans ces éclogites?

4/ DISCUSSION

4.1/ Signification des intercepts supérieurs anciens: modèle de contamination.

Dans un premier cas, les intercepts supérieurs seraient interprétés comme les âges de cristallisation des protolithes des éclogites des MCEA. Dans les datations d'éclogites, les intercepts supérieurs des modèles à deux intercepts ont fréquemment été interprétés comme représentant les âges de magmatisme initial des protolithes (Gebauer and Grünenfelder, 1979a; Gebauer et al., 1981; Peucat et al., 1982; Gebauer et al., 1985; Paquette et al., 1985). Or la dynamique de la croûte océanique permet d'observer qu'actuellement un segment de croûte océanique ne peut persister à la surface de la terre plus de 200 Ma avant d'être subducté ou obducté. Il paraît cohérent, au vu des reconstitutions géodynamiques et paléomagnétiques effectuées à partir du déplacement relatif des plaques lithosphériques, de penser que la dynamique terrestre obéissait aux mêmes lois durant le Paléozoïque et le Protérozoïque terminal. Ainsi les éclogites, qui sont d'anciennes roches basiques d'origine océanique métamorphisées à 400 Ma environ (comme le suggèrent les données), devraient révéler des âges de magmatisme initial de 600 Ma au maximum. Les résultats géochronologiques disponibles indiquent pour le magmatisme basique initial des âges de 450-500 Ma (Pin and Lancelot, 1982; Ménot et al., in press; voir également 3.1 et fig. 18), ce qui confirme ce raisonnement. Il est donc clair qu'un âge de cristallisation significativement supérieur à 600 Ma ne peut dans ce cas s'expliquer par un modèle géodynamique simple de type cristallisation-subduction-obduction. Dans les échantillons B7751 et AC8018 (voir 3.2) une mémoire ancienne, d'âge Protérozoïque inférieur à Archéen, a été mise en évidence. Si ces âges anciens obtenus par intercept supérieur représentent bien le magmatisme initial des protolithes, il faut imaginer un modèle géodynamique complexe ayant permis la conservation de ces roches depuis leur cristallisation jusqu'à leur transformation métamorphique. Il faut alors admettre que ces roches aient été cratonisées après leur mise en place, puis qu'elles aient été métamorphisées 1.5 à 2 Ga plus tard lors de phénomènes d'épaississements crustaux intracratoniques liés à la tectonique hercynienne (mise en place de nappes). Une telle explication a été invoquée pour interpréter les données obtenues sur certaines éclogites des chaînes hercynienne (Peucat et al., 1982) et calédonienne (Gebauer et al., 1985). Dans le cas des éclogites des MCEA, cette hypothèse se heurte à plusieurs problèmes:

-(1) les deux échantillons B7751 et B7754 ont été prélevés sur le même affleurement du massif de Belledonne (lac des Tempêtes). Ils présentent des caractères géochimiques extrêmement voisins (voir paragraphe 2) et ces roches peuvent raisonnablement être considérées comme cogénétiques.

Elles ont également subi des conditions thermodynamiques identiques, cependant l'une présente une mémoire isotopique ancienne et l'autre pas.

Une telle différence ne peut pas s'expliquer par un phénomène magmatique car en ce cas les deux échantillons devraient présenter une même mémoire isotopique ancienne. Seul un phénomène aléatoire d'héritage crustal peut expliquer cette variation.

-(2) Il a été récemment démontré que la présence d'une très faible quantité de zircons exotiques, hérités dans une roche basique, produit des âges d'intercept haut significativement plus anciens que le magmatisme initial de la roche contaminée (Bossart et al., 1986).

-(3) Il a été également montré que des coeurs hérités provenant de zircons de metabasaltes Archéens (Compston et al., 1986) produisaient des intercepts supérieurs significativement plus anciens que l'âge réel du magmatisme. Or les zircons des deux échantillons d'éclogites étudiées renferment également des coeurs, ce qui peut être un argument en faveur d'un possible phénomène d'héritage.

-(4) Enfin, les âges de 2.1 Ga et 2.7 Ga mesurés dans les zircons des éclogites des MCEA coïncident avec les résultats obtenus sur les zircons provenant des roches détritiques de la chaîne hercynienne. (Gebauer and Grünenfelder, 1976; Vidal et al., 1980; Peucat, 1983; Michard et al., 1985). Des âges précambriens ont également été mesurés dans la croûte ancienne du banc Le Danois (Guerrot et al., 1987). Cette concordance peut laisser présager une possible contribution de zircons hérités.

L'ensemble de ces réserves permet de conclure que l'hypothèse d'un magmatisme initial des protolithes à 2.1 Ga et 2.7 Ga, préservés par une évolution géodynamique complexe, n'est pas satisfaisante. Il faut donc envisager une seconde explication: celle-ci propose que ces intercepts supérieurs anciens soient liés à un phénomène d'héritage ou de contamination des protolithes des éclogites par un composant crustal. L'héritage de zircons dans la roche peut alors s'effectuer de deux manières différentes: soit directement au niveau de la source (mantellique) du magma, soit pendant sa mise en place.

*(I) Si l'héritage de zircons s'effectue au niveau de la source du magma, il faut alors invoquer un phénomène de recyclage de zircons anciens dans le manteau, ces zircons revenant à l'affleurement lors d'un épisode magmatique plus récent. Dans les zones de subduction, une certaine proportion de roches crustales est réinjectée dans le manteau. Une possibilité serait que tout ou partie des zircons provenant de ces roches ne soit pas fondu mais soit transporté dans le manteau par les mouvements convectifs, puis soit réinjecté dans la lithosphère lors d'épanchements magmatiques.

Au niveau du chronomètre U-Pb, ceci aurait pour effet de produire des roches récentes dotées d'une mémoire isotopique ancienne; cela revient à considérer une contamination sélective en zircons de la source mantellique. Mais cette hypothèse n'est guère satisfaisante pour diverses raisons:

-(1) le séjour des zircons dans le manteau serait probablement très long, ce long temps de résidence dans un milieu à très haute température produirait la décomposition totale des zircons (Harrison and Watson, 1983).

-(2) Dans une étude des kimberlites (Davis, 1978), les zircons reconnus comme provenant du manteau n'ont jamais révélé d'âges anciens liés à l'existence de zircons "recyclés". Or si l'hypothèse de recyclage des zircons par le manteau était valide, les kimberlites pourraient en être les témoins.

-(3) Le zircon contient environ 1% de Hf. La présence de zircons recyclés dans le manteau serait susceptible de rendre incohérent le comportement du système Lu-Hf dans les basaltes récents par rapport aux autres méthodes Rb-Sr et Sm-Nd, ce qui ne semble pas le cas (Patchett, 1983).

-(4) Une étude préliminaire du volcanisme récent du Massif Central (phonolite de la Roche Sanadoire) (Tab.IX) a montré qu'il n'y avait aucune trace de Pb* ancien dans les zircons, pouvant provenir de l'encaissant ou bien de recyclage mantellique.

| PHONOLITE SANADOIRE | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Âges apparents en M.a | | |
|------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| Fractions en μ | | | | | | | | | | | |
| 80-100 μ | 298 | 0.24 | 51.1 | 0.03418 | 1.1505 | 0.000541 | 0.00443 | 0.05932 | 3 | 4 | 579 |

Tab.IX: résultats U-Pb de la phonolite de la Roche Sanadoire (Massif Central).

(II) La dernière solution est donc de considérer un phénomène de contamination syn (ou post)-magmatique de la roche basique par un composant crustal. Une telle hypothèse avait été jusqu'à présent écartée car les metabasites étudiées conservaient généralement le caractère peu évolué des roches basiques d'origine mantellique. Or une contamination devrait entraîner, sur le plan géochimique, l'apparition de caractères intermédiaires entre les deux phases du mélange. Ceci serait marqué par un enrichissement notable en LREE et une diminution des valeurs ϵ_{Nd} initiales qui, de fortement positives, deviendraient nulles voire fortement négatives. Sur le plan de la géochronologie, une contamination devrait produire un mélange de populations avec apport de zircons riches en U et Pb. Dans l'étude des éclogites, cet ensemble de caractères n'était jamais observé permettant d'écarter a priori une telle interprétation.

Cependant, ces réserves sont justifiées dans le cas d'une contamination voisine de 10%. Dans de telles proportions les caractéristiques du contaminant crustal vont réellement dominer voire masquer celles de la roche contaminée. Les explications qui suivent vont consister à l'aide d'une modélisation théorique, à démontrer la validité d'une hypothèse de faible contamination, insuffisante pour influencer significativement sur les marqueurs géochimiques, mais perturbant considérablement l'information géochronologique.

La population de zircons extraite d'un échantillon d'éclogite est généralement très faible, dans la grande majorité des cas inférieure à 0.001%. Au contraire, la présence de zircons dans les roches crustales est nettement plus importante, supérieure à 0.05%. Une très faible contribution crustale, inférieure à 1%, est donc suffisante pour apporter une quantité de zircons qui se situe dans la gamme des proportions contenues dans les éclogites. A titre d'illustration, un rapide calcul permet de montrer qu'un échantillon de 100 kg de roche basique, contaminé par 0.5% d'un composant crustal, va ainsi incorporer 250 mg de zircons (fig.25).

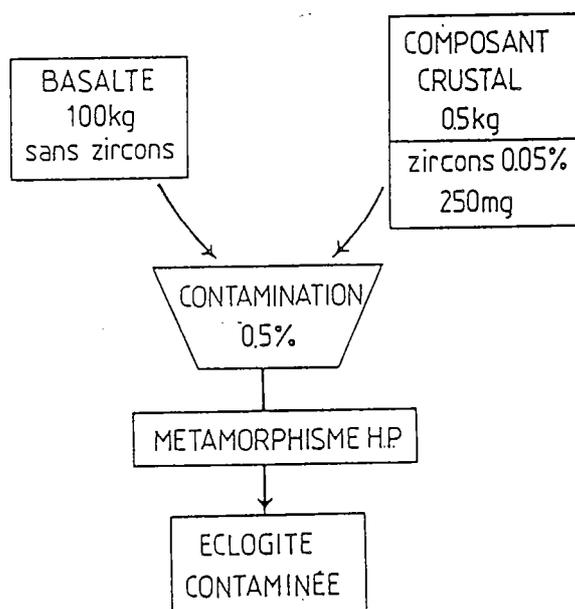


Fig.25: représentation schématique d'une faible contamination de 100kg de basalte par 0.5% (0.5kg) d'un composant crustal contenant 0.05% de zircons. Cette très faible contamination permet d'inclure 250mg de zircons au basalte.

Les principes de cette hypothèse étant posés, il reste maintenant à quantifier les effets de cette faible contamination sur les systèmes géochimiques. Un élément chimique particulièrement sensible dans ce phénomène doit être le Zr, qui est un élément majeur dans la composition du zircon (40 à 60%, c'est à dire en moyenne 370000 ppm). En reprenant les éléments de calcul de l'exemple précédent, cette contamination va en fait apporter moins de 1 ppm de Zr au basalte contaminé, ce qui est négligeable.

La démonstration peut également être faite à l'aide des REE (fig.26): un basalte océanique contaminé par une roche crustale (European Shale Composite) va conserver pour de faibles taux de contamination un spectre de REE appauvri en LREE caractéristique du basalte primitif.

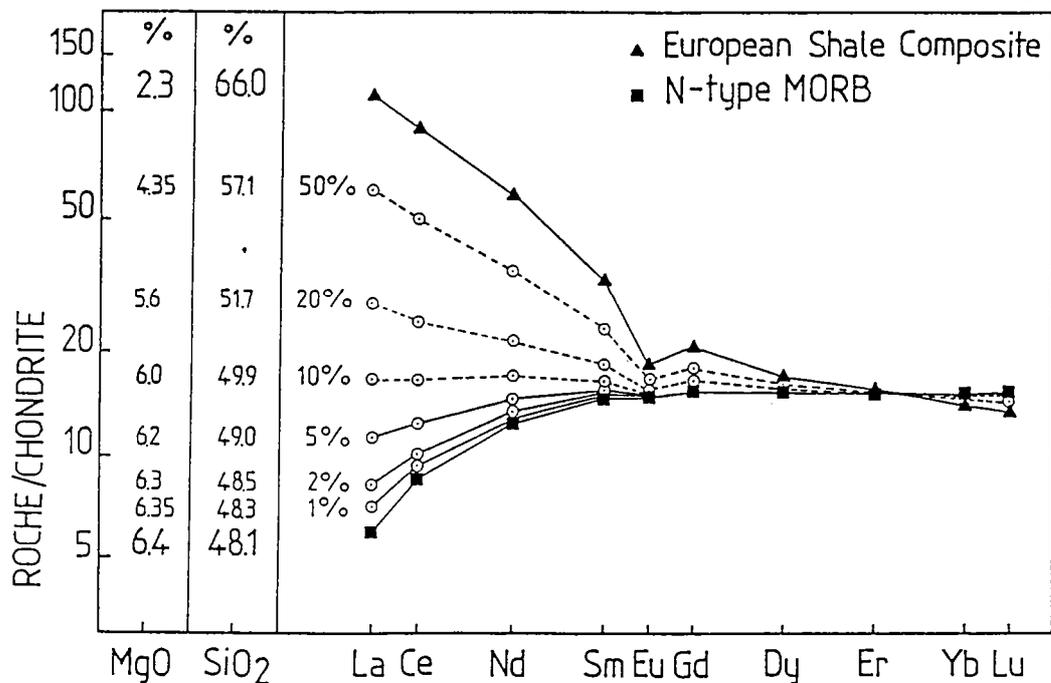


Fig.26: modélisation à taux croissant d'une mélange entre un MORB type N (n°4418, leg 53, hole 418A, in Jahn et al., 1980a) (carrés pleins) et un sédiment "European Shale Composite" (Mc Lennan & Taylor, 1984) (triangles pleins). Dans la partie gauche du diagramme sont reportées les concentrations en MgO et SiO₂, pour les mêmes taux de mélange, entre un MORB type N (même échantillon) et la moyenne de la croûte supérieure actuelle (Taylor & Mc Lennan, 1981).

La démonstration ne sera que plus sensible en utilisant un traceur isotopique, ici le Nd, qui est l'un des outils les plus performants dans la détermination d'une contamination. Si l'on considère le basalte océanique de l'exemple précédent (fig.27) avec une valeur ϵ_{Nd} initiale fortement positive (mantellique). Une faible contamination crustale, quelque soit le contaminant: croûte Archéenne ou sédiment Paléozoïque avec des zircons Archéens recyclés, ne va pas significativement faire évoluer la valeur ϵ_{Nd} initiale qui restera fortement positive et comparable à celle de l'échantillon non contaminé. Bien évidemment, les taux de contamination calculés dans cet exemple ne sont que purement indicatifs. Les valeurs obtenues pourront largement varier en fonction d'une part de la nature du contaminant (ceci est bien visible sur la fig.27) et d'autre part de la source du magma basique (rappelons que la gamme des valeurs $\epsilon_{Nd}(T)$ des tholéites océaniques calculée à 500 Ma varie de +10.9 à +6.9 avec une moyenne de +8.9).

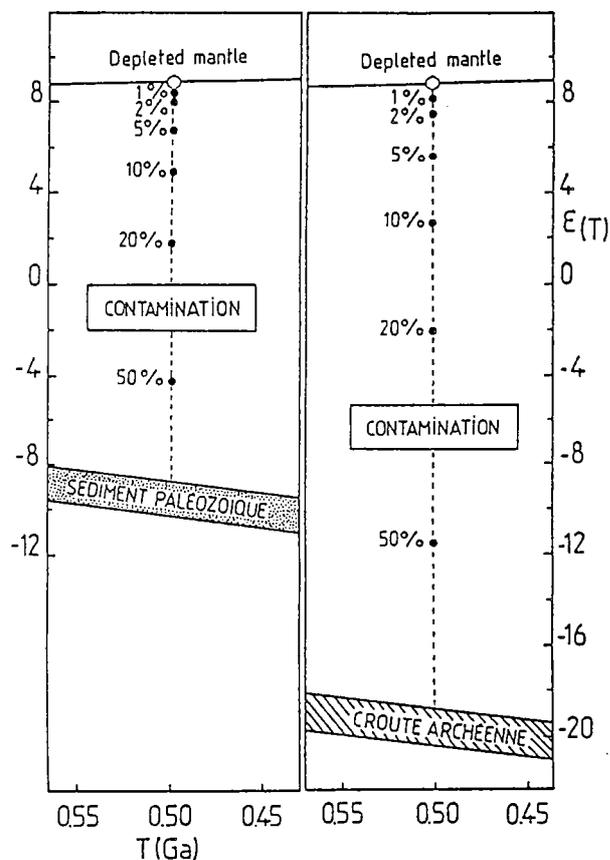


Fig.27: diagrammes ϵ_{Nd} f(T) schématisant le mélange d'un basalte océanique et de deux différents contaminants.

*Dans la partie gauche, un basalte océanique (hexagone blanc):

$$({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.2137;$$

$I_{DM}(0) = 0.51315$ est contaminé par un sédiment paléozoïque:

$$({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0.12; T_{CHUR} = 1.5\text{Ga}).$$

*Dans la partie droite, ce même basalte océanique est contaminé par une croûte archéenne:

$$({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0.12; T_{CHUR} = 2.5\text{Ga}).$$

Ces éléments démontrent donc qu'une faible contamination ne sera pas décelable sur la géochimie d'un système roche totale; les marqueurs isotopiques, tels que le Nd, ne seront véritablement discriminants qu'au-dessus d'un seuil de 1.5-2% de contamination.

Cette très faible contamination va cependant être déterminante dans l'étude géochronologique U-Pb sur zircons. En effet, l'âge obtenu en intercept supérieur dans le diagramme concordia n'indiquera pas le magmatisme initial du protolithe de l'éclotite mais va représenter un âge moyen de la phase contaminante; cet âge n'aura donc aucune signification pour l'éclotite étudiée.

4.2/ Interprétation géologique des résultats.

Les âges anciens de 2.1 Ga et 2.7 Ga obtenus sur des échantillons d'éclotites des massifs de Belledonne et de l'Argentera ne reflètent pas l'âge de cristallisation des protolithes mais sont plus probablement les témoins de légers phénomènes de contamination crustale ayant affecté les protolithes de ces roches.

Le magmatisme initial des protolithes des éclogites des MCEA n'a donc pu être daté par la méthode U-Pb sur zircons que sur un unique échantillon, l'éclogite du massif des Aiguilles Rouges (R7756) qui a donné un âge compris entre 440 et 470 Ma. Celui-ci est légèrement plus jeune que les rares données disponibles sur l'âge du magmatisme océanique Paléozoïque inférieur et qui indiquent des âges de 480-500 Ma (Pin and Lancelot, 1982; Pin, 1986a; Ménot et al., 1984 et sous presse).

L'étude géochimique a permis de définir le caractère océanique de ce magmatisme qui est assez caractéristique d'un contexte de limite de plaques en extension. Cependant, la possibilité d'une participation crustale est suffisamment nette pour ne pas faire référence à une zone océanique franche, mais plutôt proposer un site d'extension limité de type protorift, bassin arrière-arc ou bassin marginal (Bodinier et al., 1986).

D'après les données interprétées dans le chapitre précédent, les âges de métamorphisme se répartissent dans les différents massifs de la manière suivante:

| | |
|-------------|----------------------------------|
| -Belledonne | 390 +-8 Ma 387 Ma (ou 434 Ma) |
| - Argentera | 424 +6-4 Ma 355 +-5 Ma |

Il apparaît, à l'analyse de ces résultats, d'importantes variations sur les âges obtenus, de l'ordre de 70-80 Ma entre les termes extrêmes. Au niveau même du massif de l'Argentera, les deux résultats obtenus sont significativement différents et doivent exprimer des histoires tectonométamorphiques différentes entre les deux échantillons. Les âges de métamorphisme peuvent ainsi être divisés en deux périodes distinctes:

-(1) une période majeure qui est définie dans l'intervalle 390-435 Ma. C'est dans cette gamme d'âges que l'on retrouve le plus fréquemment le métamorphisme de haute pression dans la chaîne hercynienne: Péninsule Ibérique (Peucat, communication personnelle), Massif Armoricaïn (Peucat et al., 1982; Paquette et al., sous presse), Massif Central (Pin and Lancelot, 1982; Ducrot et al., 1983) et l'objet de cette étude, les MCEA. C'est l'épisode de métamorphisme de haute pression qui est reconnu dans toute la partie centrale de la chaîne hercynienne. Il est à noter que dans toutes ces études les roches datées recouvrent du matériel d'origine océanique.

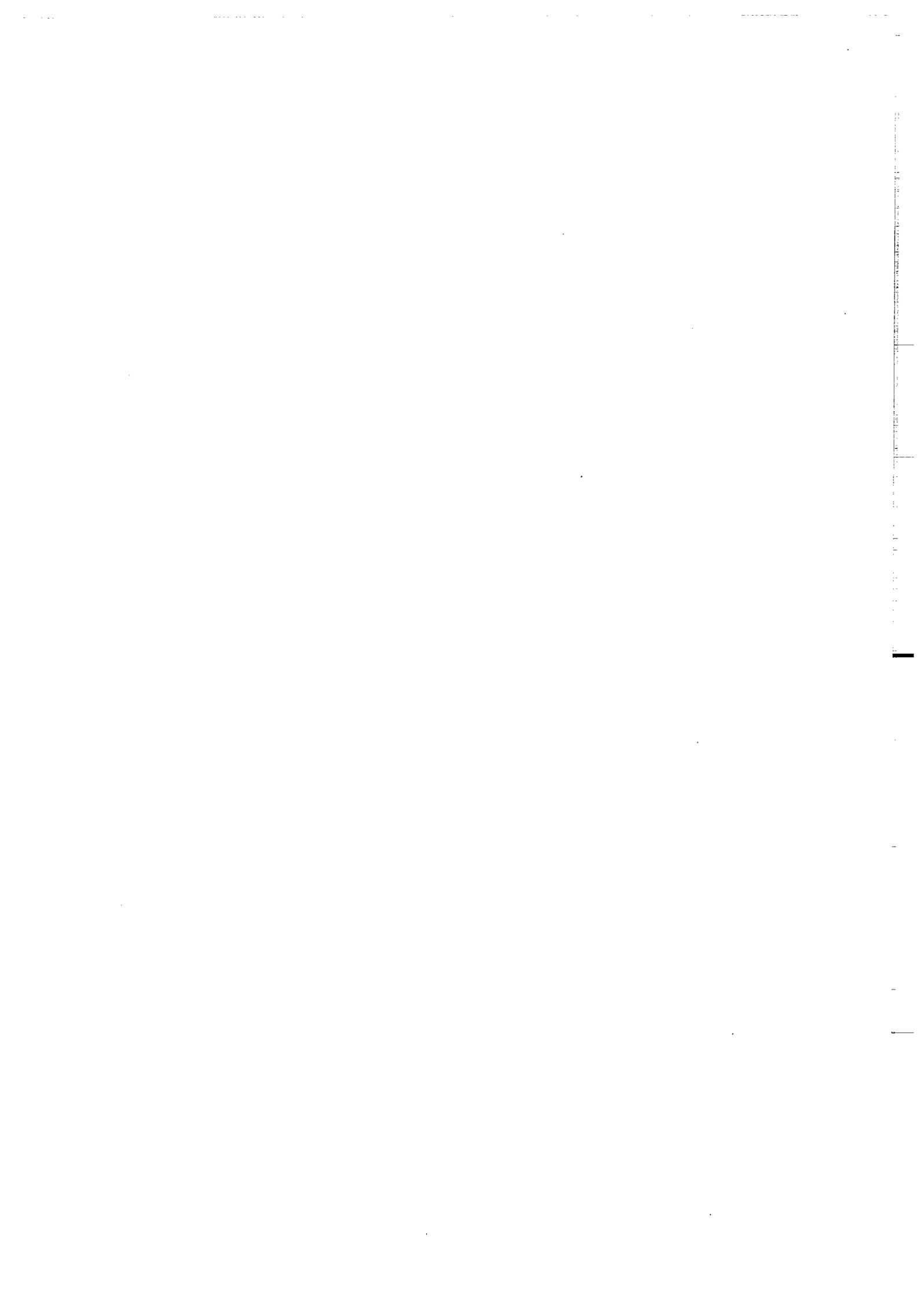
-(2) Il faut également considérer un épisode métamorphique de haute pression "tardif" dans la chaîne hercynienne, représenté par l'échantillon AJ8017 provenant du massif de l'Argentera et daté à 355 +-5 Ma. L'âge du protolithe n'est pas connu, mais il faut citer la présence d'ophiolites datées à 360 Ma en Pologne (Pin, 1986a) et dans le massif de Belledonne (Ménot et al., en préparation).

D'autres témoins d'un tel épisode tardif peuvent être reconnus dans la chaîne hercynienne, notamment dans le complexe métamorphique de Champtoceaux où des âges de métamorphisme comparables ont été obtenus aussi bien sur les metabasites (Paquette and Peucat, 1985) que sur l'encaissant (Vidal, 1980; Peucat, 1983) (voir chapitre II).

L'existence de plusieurs épisodes successifs de métamorphisme de haute pression peut être liée à l'influence de plusieurs phénomènes avec notamment: (1) une tectonique complexe mettant en jeu des systèmes d'arc(s) insulaire(s), de bassins marginaux et de microplaques tectoniques; (2) le non-synchronisme des régimes tectoniques en différents points de la chaîne hercynienne, une partie étant en collision tandis qu'une autre fonctionne toujours en régime de subduction; (3) la possible influence de phénomènes "d'effet de coin" (Brun and Burg, 1982), comparable au modèle proposé pour l'Himalaya ((Molnar and Tapponier, 1975), provoquant une collision précoce en certains points de la chaîne hercynienne; (4) plusieurs épisodes de haute pression à des époques et dans des contextes géotectoniques différents: le métamorphisme le plus précoce étant lié à un phénomène de subduction de matériel océanique tandis que l'épisode tardif pourrait être rapporté à la mise en place des nappes intéressant des roches océaniques mais aussi calco-alcalines (Bodinier et al., 1986) et parfois même l'encaissant de ces metabasites. La réalité des faits comprend certainement une combinaison de ces différentes possibilités.

CHAPITRE II:

LE COMPLEXE DE CHAMPTOCEAUX.



CHAPITRE II: LE COMPLEXE DE CHAMPTOCEAUX

1/ INTRODUCTION

Le complexe de Champtoceaux est une structure majeure du domaine Sud-Armoricain. La déformation responsable des structures actuellement observables est post-Ordovicienne (Paquette et al., 1984; voir 4.1); la structuration de ce complexe est donc bien reliée à la tectogenèse hercynienne s.l.. Ce vaste ensemble est une nappe constituée d'un empilement d'écaillés de natures lithologiques et d'histoires magmatiques et/ou métamorphiques différentes (Cogné, 1966; Lagarde, 1978; Marchand, 1981). Sommairement, ces écaillés tectoniques peuvent être groupées en trois ensembles (voir cartes et coupes, paragraphe 2):(1) l'unité inférieure représente le "niveau leptyno-amphibolique inférieur" (Marchand, 1981). Cette unité inférieure est constituée en partie de boudins de metabasites et de métagranite dans un encaissant pélitique, l'ensemble de ce niveau est métamorphisé en conditions éclogitiques. Elle chevauche les séries épimétamorphiques de Mauves-sur-Loire. (2) l'orthogneiss de Saint Mars-du-Désert et (3) L'unité supérieure ("niveau leptyno-amphibolique supérieur" de J. Marchand (1981)) qui présente une structure complexe avec deux ensembles principaux: (i) des serpentinites associées à des gabbros, localement coronitiques, amphibolitisés ou prasinitisés; (ii) les gneiss anatectiques de Champtoceaux qui renferment des boudins d'éclogites et de granulites basiques. Cette unité supérieure est en contact tectonique avec les formations voisines: séries des Mauges et de Saint Georges-sur-Loire.

Le complexe de Champtoceaux est donc une structure assez remarquable, constituée d'ensembles lithologiques différents se chevauchant mutuellement; il était donc important d'en réaliser une étude complète. Celle-ci se décompose en deux volets:

- dans le paragraphe 2, un examen détaillé de la lithologie des différentes unités, ainsi qu'une analyse du métamorphisme. Ceci a permis de proposer la subdivision du complexe en plusieurs ensembles d'histoires métamorphiques différentes; l'unité inférieure particulièrement remarquable a fait l'objet d'une étude détaillée (M. Ballèvre, travaux en cours).

- Dans les paragraphes 3 et 4, une étude géochimique et géochronologique de ces deux unités inférieure et supérieure. Les objectifs de ce second volet ont été la recherche de l'âge du magmatisme initial et la nature géochimique des protolithes ainsi que l'âge des événements tectonométamorphiques ayant affecté ces roches. Une comparaison et une discussion des résultats obtenus sur les complexes Sud-Armoricains de Vendée et de Baie d'Audierne sera ensuite proposée.

2/ ETUDE PETROLOGIQUE DU COMPLEXE DE CHAMPTOCEAUX.

Cette étude sera présentée par deux articles réalisés en collaboration:

- 2.1/ Histoire Pression-Température de la nappe de Champtoceaux (S. Massif Armoricaïn).
par Michel Ballèvre et Jean-Louis Paquette.

La version définitive de cet article sera soumise (en anglais) à Tectonophysics.

- 2.2/ Le métamorphisme éclogitique de la nappe Hercynienne de Champtoceaux (Massif Armoricaïn).
par Michel Ballèvre, Jean-Robert Kiénast
et Jean-Louis Paquette.

Compte-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris.
(sous presse)

HISTOIRE PRESSION-TEMPERATURE DE LA
NAPPE DE CHAMPTOCEAUX (S. MASSIF
ARMORICAIN) .

par Michel Ballèvre et Jean-Louis Paquette

C.A.E.S.S. 35042 RENNES Cedex, France.

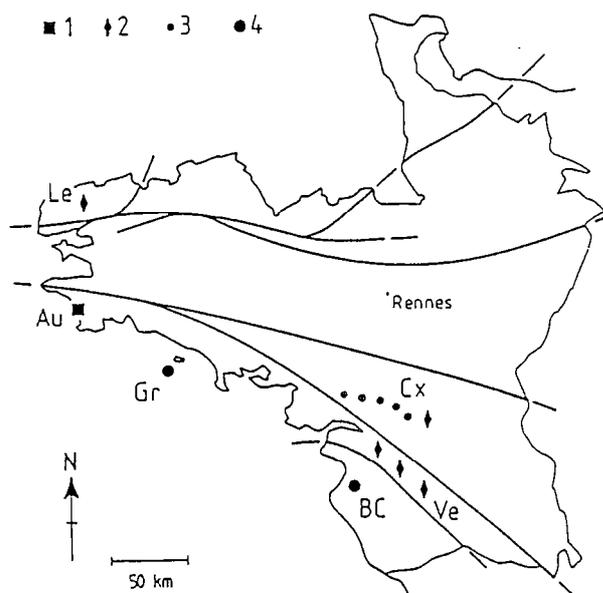
L'évolution métamorphique de la croûte continentale dans les zones de collision est en grande partie contrôlée par l'histoire tectonique. La connaissance des histoires P-T permet donc une caractérisation des processus tectoniques (Oxburgh and Turcotte, 1974; England and Thompson, 1984; Davy and Gillet, 1986). On note en particulier que (i) les reliques de métamorphisme de H.P. permettent de déterminer les valeurs de l'épaississement crustal durant les étapes précoces de l'histoire de la collision et (ii) l'histoire rétromorphique, qui enregistre la remontée vers la surface des unités ayant subi antérieurement le métamorphisme de H.P., permet de contraindre l'histoire tardive de la zone épaissie.

L'objet de cet article est de discuter ces deux problèmes dans le cas de la chaîne hercynienne. L'exemple choisi est celui de la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricaïn) car celle-ci est constituée d'unités superposées ayant subi des histoires P-T différentes.

I/ INTRODUCTION

De nombreuses unités de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale présentent des reliques de métamorphisme de haute pression et basse température (faciès schiste bleu et écloélite) (Matte, 1983). Dans le Massif Armoricaïn, ces reliques ne sont connues que dans le domaine Sud-armoricain (Fig.1).

Fig.1: les metabasites écloilitiques du Massif Armoricaïn: localisation et typologie. 1: lentilles écloilitiques dans des micaschistes à grenat - disthène-orthose (Au: baie d'Audierne); 2: lentilles d'écloilitites dans un encaissant en faciès amphibolite de haut grade (le Léon, Cx: unité 3 de la nappe de Champtoceaux, Ve: Vendée); 3: lentilles écloilitiques dans un encaissant micaschisteux ou leptynitique à reliques écloilitiques (Cx: unité 1 de la nappe de Champtoceaux); 4: écloilitites à glaucophane et glaucophanites (Gr: île de Groix, Bc: Bois de Cené).



Celui-ci est en fait un empilement de nappes qui a été réalisé pendant les étapes précoces de la collision hercynienne (épisode éohercynien d'âge Siluro-Dévonien) et qui a été tardivement recoupé par des zones de cisaillement décrochantes dextres, le long desquelles se sont mises en place des intrusions leucogranitiques syntectoniques (épisode hercynien d'âge Carbonifère).

La nappe de Champtoceaux est l'une des structures majeures du domaine Sud-armoricain (Cogné, 1966; Marchand, 1981). Elle est constituée de plusieurs unités superposées (dénommées unités 1 à 3) qui chevauchent des séries sédimentaires d'âge probable Protérozoïque supérieur (Briovérien), non ou faiblement métamorphiques (micaschistes de Mauves-sur-Loire). La déformation de la nappe de Champtoceaux est polyphasée (Lagarde, 1978). La géométrie actuelle (anticlinal d'axe E-W à fort plongement E, de phase 2) est probablement contemporaine du fonctionnement de la zone de cisaillement Sud-armoricaine. L'anticlinal plisse les structures de phase 1 (limites entre unités, foliation S1 et linéation d'étirement L1) qui résultent d'une intense déformation lors de l'empilement des différentes unités.

L'histoire métamorphique de la nappe de Champtoceaux n'a jusqu'à présent jamais fait l'objet d'une investigation systématique.

Des études détaillées et ponctuelles ont été consacrées aux éclogites (Lacroix, 1891; Brière, 1920;...) et à des transformations coronitiques en faciès granulite dans des gabbros (Lasnier, 1970 et 1974; Carlier, 1878) et des granites (Lasnier et al., 1973). Des migmatites ont été signalées au "coeur" de la structure (Cogné, 1966). Ces informations dispersées ne permettent pas de donner une image cohérente de l'histoire métamorphique de la nappe de Champtoceaux, aussi présenterons-nous d'abord un bilan des données géologiques avant de discuter l'histoire P-T.

II/ CONSTITUTION LITHOLOGIQUE DE LA NAPPE DE CHAMPTOCEAUX

Au sein de la nappe de Champtoceaux, peuvent être distingués trois unités majeures (Fig. 2 et 3), qui seront décrites dans l'ordre de superposition (de bas en haut).

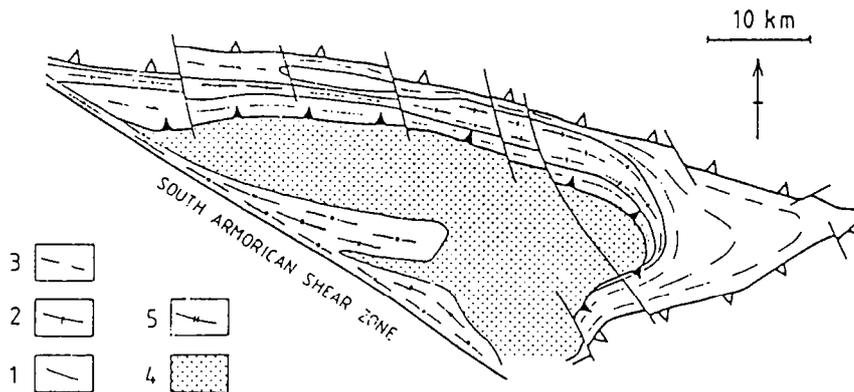


Fig. 2: schéma structural de la nappe de Champtoceaux; 1: unité 1; 2: unité 2 (orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert); 3: unité 3; 4: série de Mauves-sur-Loire (Protérozoïque supérieur); 5: leucogranites hercyniens.

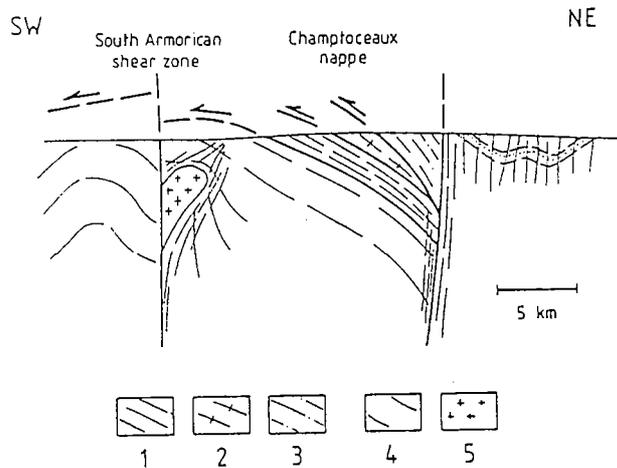


Fig.3: coupe schématique de la nappe de Champtoceaux (même légende que dans la Fig.2).

1/ Unité 1.

L'unité 1 ("groupe leptyno-amphibolique inférieur" de Marchand, 1981), dont la caractéristique est l'existence de paragenèses éclogitiques dans toutes les lithologies (Ballèvre et al., 1987 et sous presse), est essentiellement constituée de leptynites, de micaschistes et de metabasites.

-Les leptynites sont des gneiss leucocrates résultant en majeure partie de l'intense déformation des granitoïdes, dont de rares lentilles non déformées sont localement préservées (lieu dit "la Picherais") (Lasnier et al., 1973). Le granite de la Picherais (Tab. I) présente la minéralogie suivante: quartz + plagioclase + KF + biotite. Le plagioclase magmatique est totalement remplacé par un agrégat à plagioclase + zoïsite, alors qu'au contact biotite-plagioclase se développent des couronnes réactionnelles à grenats. Ces transformations sont semblables à celles observées dans le métagranite éclogitique du Mont Mucrone dans les Alpes occidentales (Compagnoni et Maffeo, 1973). Bien qu'elles aient été attribuées au faciès granulite, elles pourraient être le résultat de l'épisode éclogitique. Les paragenèses syncinématiques des leptynites (Tab. II) appartiennent au faciès schiste vert ou amphibolite à albite-épidote. L'âge des protolithes n'est pas déterminé avec certitude, les intrusions magmatiques datent probablement du Paléozoïque inférieur (Vidal et al., 1980).

-Les micaschistes sont des roches paradérivées, dont la composition est typique des métapélites (Tab. I) et qui présentent deux types de paragenèses. Les premières, synéclogitiques (Tab. III), sont contemporaines d'une intense déformation ductile. Les secondes, rétro-morphiques, vont depuis des transformations à caractère statique dans des roches n'ayant subi aucune déformation ductile après l'épisode éclogitique, jusqu'à la disparition totale des reliques éclogitiques lors d'une intense déformation ductile en conditions rétro-morphiques.

A ces micaschistes, sont parfois associés des quartzites qui présentent eux-aussi des témoins d'une intense déformation ductile en conditions éclogitiques (Tab. III).

-Les metabasites éclogitiques constituent des lentilles de dimension variable (du mètre à la centaine de mètres) au sein des leptynites ou des micaschistes. Aucune relique texturale ne permet de caractériser les protolithes des éclogites, bien que certaines textures "en nid d'abeille" aient été interprétées comme le résultat de transformations coronitiques dans des métagabbros (Lasnier, 1973).

La composition chimique des metabasites éclogitiques (Tab. I) est comparable à celles des basaltes actuels de type MORB (Paquette, 1987). Une évolution existe depuis des roches semblables aux MORB type N (Schilling, 1975) jusqu'à des MORB évolués.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|----------------------------------|-----------------|-------|--------|-------|--------|-------|-----------------|
| SiO ₂ | 47.37 \pm 1.6 | 56.48 | 46.73 | 60.16 | 71.68 | 77.48 | 46.49 \pm 1.0 |
| Al ₂ O ₃ | 14.78 \pm 0.5 | 19.80 | 17.40 | 19.92 | 12.65 | 12.25 | 16.45 \pm 3.8 |
| Fe ₂ O ₃ T | 12.51 \pm 1.1 | 5.61 | 9.78 | 8.10 | 4.72 | 1.13 | 9.06 \pm 3.7 |
| MnO | 0.20 \pm 0.02 | 0.07 | 0.15 | 0.26 | - | 0.00 | 0.14 \pm 0.05 |
| MgO | 8.22 \pm 1.5 | 4.54 | 9.23 | 1.88 | 1.16 | 0.10 | 9.38 \pm 1.4 |
| CaO | 10.35 \pm 1.0 | 6.03 | 12.82 | 0.48 | 0.69 | 0.10 | 12.79 \pm 1.1 |
| Na ₂ O | 3.19 \pm 0.7 | 4.78 | 2.22 | 0.55 | 3.07 | 4.45 | 2.54 \pm 0.4 |
| K ₂ O | 0.29 \pm 0.27 | 0.05 | 0.09 | 3.55 | 4.60 | 2.78 | 0.13 \pm 0.16 |
| TiO ₂ | 1.83 \pm 0.34 | 0.96 | 1.76 | 0.93 | 0.25 | 0.15 | 1.05 \pm 0.60 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 \pm 0.08 | 0.07 | 0.10 | 0.15 | 0.13 | 0.02 | 0.07 \pm 0.08 |
| H ₂ O+ | 0.35 \pm 0.38 | 0.27 | 0.98 | 2.65 | 1.88 | 0.48 | 1.35 \pm 0.9 |
| Total | 99.26 \pm 0.8 | 98.70 | 101.26 | 98.63 | 100.83 | 98.94 | 99.42 \pm 0.5 |

- 1: moyenne et écart-type de 13 éclogites de l'unité 1
 2: échantillon 7458 (éclogite à disthène de l'unité 1)
 3: éclogite à disthène de l'unité 1 (Velde, 1970)
 4: échantillon 7198 (micaschiste éclogitique de l'unité 1)
 5: granite de La Picherais, non déformé (Lasnier et al., 1973)
 6: orthogneiss de St Mars-du-Désert
 7: moyenne et écart-type de 7 métagabbros de l'unité 3A.

Tableau I: composition chimique des principaux lithotypes de la nappe de Champtoceaux.

UNITE 1

FAY 4 quartz + plagioclase + mica blanc + biotite + zoïsite
 FAY10 quartz + plagioclase + mica blanc + biotite + épidote + grenat
 FAY11 quartz + plagioclase + biotite + épidote
 FAY13 quartz + plagioclase + mica blanc + grenat
 CHA 1 quartz + plagioclase + mica blanc

UNITE 3B

SLA 2, SLA 6 et OIS 2
 quartz + plagioclase + microcline + grenat + biotite

Tableau II: paragenèses syncinématiques des leptynites des unités 1 et 3B.

MICASCHISTES

7198, FAY 3, FAY 6B grenat + disthène + mica blanc + rutile
 FAY 6A, FAY 6C grenat + mica blanc + rutile + graphite

QUARTZITES

FAY 7 grenat (pyr 30) + omphacite (jd 55) + disthène + rutile
 FAY 8 grenat (pyr 40) + Na-pyroxène + disthène + phengite + rutile

Tableau III: associations éclogitiques des micaschistes et quartzites de l'unité 1.

La géochimie isotopique du Nd permet de proposer un site de magmatisme primaire des protolithes de ces éclogites qui pourrait être une zone d'accrétion océanique immature (du type du golfe de Californie; Saunders et al., 1982). Un échantillon de composition très particulière a également été étudié (Tab.I); l'origine ortho ou paradérivée de cette roche n'est pas clairement établie (Paquette et al., 1985; Paquette, 1987).

Les paragenèses éclogitiques sont synchrones d'une intense déformation ductile marquée par la foliation des éclogites à gros grains. Lorsque le grain est fin, le "recuit" en conditions éclogitiques a effacé toute trace de déformation antérieure.

L'âge du magmatisme initial des protolithes des metabasites éclogitiques est inconnu. Deux âges sont proposés pour le métamorphisme éclogitique: 413 \pm 16 Ma et/ou un âge minimal de 358 \pm 2 Ma (Paquette, 1987).

2/ Unité 2.

L'unité 2 est constituée par l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert (Marchand, 1981). Il s'agit d'un granite à quartz + plagioclase + KF + biotite (+-muscovite ?) ayant subi une intense déformation ductile. Un début de différenciation anatectique serait observable à la base de cette unité 2, cette différenciation étant synchrone de la déformation majeure (feuille Ancenis, 1983; Paquette et al., 1984).

L'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert contient des lentilles éclogitiques (Marchand, 1981; feuille Nort/Erdre, 1983; feuille Savenay, non publiée) et des "septa de mica-schistes quartzo-micacés à grenat-staurotite et de gneiss plagioclasique" (Wyns et Le Métour, 1983).

L'âge de cristallisation du granite à 485 \pm 11 Ma a été établi par la méthode U-Pb sur zircons (Paquette et al., 1984) et implique une structuration Paléozoïque du complexe de Champtoceaux.

3/ Unité 3.

L'unité 3 est composée du "groupe leptyno-amphibolique supérieur" de Marchand (1981) et du gneiss de Champtoceaux. Cette unité à caractère composite comprend des lithologies dont les relations mutuelles ne sont pas encore clairement définies. Il est ainsi possible de distinguer cartographiquement: une zone externe amphibolitique et une zone centrale gneissique, au contact desquelles dominent les leptynites.

Cette répartition cartographique des différentes lithologies est probablement le résultat de deux déformations superposées (interférence de type 2 ou 3 de Ramsay, 1967).

-Les amphibolites (unité 3A) dérivent en majeure partie de roches gabbroïques. Dans de nombreux cas, des reliques texturales sont observables. Dans de rares cas, des reliques minéralogiques permettent de définir les paragenèses magmatiques de ces gabbros. Parmi ces derniers, certains présentent des réactions coronitiques entre phases primaires qui résulteraient, soit d'un métamorphisme granulitique (Lasnier, 1970 et 1974), soit de réactions tardimagmatiques lors du refroidissement des plutons gabbroïques (Carlier, 1978). Ces gabbros présentent des caractères géochimiques (Tab. I) de tholéites océaniques, avec des cumulats plagioclasiques et des MORB de type N (Paquette, 1987). L'étude isotopique Sm-Nd confirme l'origine océanique des gabbros et propose pour la plupart d'entre eux un âge de magmatisme Paléozoïque.

-Les leptynites (unité 3B), dont les relations avec les amphibolites sont inconnues, sont des gneiss à quartz + plagioclase + KF (+- biotite) (Tab. II). Ce sont des roches homogènes, de couleur rosée, ayant subi une intense déformation ductile synmétamorphe. Aucun argument décisif ne permet de déterminer s'il s'agit de faciès para ou orthodérivés; leur homogénéité plaide en faveur de la seconde hypothèse. Marchand (1981) a considéré que les leptynites constituaient le faciès de bordure des "orthogneiss anatectiques de Champtoceaux" (cf. infra).

Au sein des leptynites sont localement présentes des lentilles de metabasites éclogitiques (Saint-Laurent-les-Autels).

-Les gneiss de Champtoceaux (unité 3C) sont des roches litées, à quartz + plagioclase + muscovite + biotite + grenat, ayant subi une intense déformation ductile en faciès amphibolite. Aucune évidence en faveur d'une origine orthodérivée de cette formation n'a été observée, bien que cette hypothèse ait été avancée par Marchand (1981, 1986) et Wyns et Le Métour (1983). Des migmatites sont localement observables au sein des gneiss, il s'agit de métatexites rubannées. Le mésosome, à grain fin, comprend une association à quartz + plagioclase + biotite + muscovite + grenat. Le leucosome, à gros grain, à quartz + plagioclase + biotite + muscovite, constitue des niveaux d'épaisseur centimétrique et est bordé par des niveaux d'épaisseur millimétrique à forte proportion modale en biotite (mélanosome). La cordiérite et la sillimanite n'ont jamais été signalées dans les gneiss de Champtoceaux. Des lentilles d'amphibolites à grenat et clinopyroxène ont été observées au sein des gneiss de Champtoceaux (lieu dit "le fief de Bel-Air", au SW de Champtoceaux).

III/ HISTOIRE P-T DE LA NAPPE DE CHAMPTOCEAUX

La nappe de Champtoceaux est un empilement d'unités entre lesquelles sont observables d'importantes différences d'histoire métamorphique. Celles-ci peuvent être mises en évidence par une comparaison des unités 1 et 3B (Tab. IV).

UNITE 1

| | | | |
|------------------|--|----------------------------------|----------|
| 7455, 7935 | grenat + omphacite + glaucophane II | + mica blanc | + rutile |
| FAY 1 | grenat + omphacite + glaucophane I + zoïsite | + mica blanc + quartz | + rutile |
| 7458 | grenat + omphacite | + disthène + paragonite + quartz | + rutile |
| FAY 2 | grenat + omphacite | + mica blanc + quartz | + rutile |
| 7457, 7465, FAY5 | grenat + omphacite + amphibole I | + mica blanc | + rutile |
| 7464 | grenat + omphacite + amphibole I | + mica blanc + quartz | + rutile |
| 7459, 7936 | grenat + omphacite + amphibole I + zoïsite | + mica blanc + quartz | + rutile |

UNITE 3B

| | | | |
|------------|---|------------|-------------------|
| SLA1, SLA4 | grenat + omphacite + amphibole I + zoïsite + disthène | + quartz | + rutile |
| SLA3 | grenat + omphacite + amphibole I | + phengite | + quartz + rutile |

Tableau IV: paragenèses éclogitiques des metabasites de la nappe de Champtoceaux.

1/ Conditions P-T du métamorphisme éclogitique.

Si des paragenèses éclogitiques sont connues dans toutes les lithologies de l'unité 1 (Ballèvre et al., 1987), seules les metabasites de l'unité 3B préservent des reliques éclogitiques. Les éclogites de l'unité 1 ont fait l'objet de nombreux travaux (Lacroix, 1891; Brière, 1920; Velde, 1966 et 1970; Godard et al., 1981; Paquette et al., 1985), qui ont permis d'estimer les conditions P-T à environ 700C et 18-20 kbar, en accord avec les estimations dans les quartzites de la même unité (Ballèvre et al., 1987). Les éclogites de l'unité 3B (très rares) sont en cours d'étude; elles sont semblables à celles de Vendée (Godard, 1981) et du Léon (Godard et Cabanis, 1985; Paquette et al., sous presse).

La comparaison des metabasites des deux unités montre que, dans des roches de même composition globale, les paragenèses éclogitiques et la composition des phases éclogitiques sont semblables, ce qui suggère que les conditions P-T du métamorphisme éclogitique y sont identiques. Etant donné la forte variance des assemblages observés, seule une étude détaillée des équilibres de phase (en cours) pourra éventuellement préciser ce point.

Une différence doit toutefois être expliquée: l'unité 1 est caractérisée par la présence de glaucophane et de paragonite, qui n'ont jamais été observées dans l'unité 3B. Cette différence pourrait résulter (i) d'un biais systématique de l'échantillonnage ou (ii) d'une différence des conditions P-T du métamorphisme éclogitique ou de l'histoire de la rétro-morphose si glaucophane et paragonite sont des phases secondaires comme l'ont proposé Godard et al. (1981).

1. La glaucophane

Bien que le champ de stabilité de la glaucophane n'ait pu être déterminé expérimentalement (Maresch, 1977; Koons, 1982), les données naturelles montrent qu'elle n'est pas stable à des températures supérieures à environ 600°C et qu'elle est d'autant plus magnésienne que la température est élevée (Holland, 1979; Hy, 1984; Koons, 1986; Brown and Forbes, 1986; Reynard et Ballèvre, 1987). Il importe donc de définir avec précision la position texturale et la composition chimique de la glaucophane dans les éclogites de l'unité 1.

Comme pour toutes les amphiboles des éclogites, trois cas peuvent être distingués:

. Dans quelques cas (échantillon 7458 par exemple), la glaucophane est seulement observée en inclusion dans le grenat: c'est une phase prograde, qui ne participe pas aux équilibres éclogitiques finaux et témoigne d'un épisode précoce en faciès schiste bleu de H.T. (glaucophane + zoïsite).

. Dans certains cas, la glaucophane constitue des porphyroblastes poecilolitiques dans des éclogites de type "Le Cellier", c'est-à-dire à grain fin, grenat en atoll et sans fabrique de forme (foliation). Godard et al. (1981) ont décrit un échantillon de ce type, où le grenat contient essentiellement du quartz. L'échantillon 7935 est une éclogite du même type, de la même localité, où le grenat contient essentiellement du mica blanc et rarement du quartz. Les glaucophanes forment des poeciloblastes à inclusions de zircons, autour desquels se sont développées des auréoles pléochroïques. Il est possible d'admettre dans de tels cas que l'amphibole bleue est une phase éclogitique - dans la mesure où sa croissance ne s'accompagne pas de l'apparition d'albite ou de la déstabilisation de l'omphacite - mais dont la croissance est tardive: elle représente le début de l'histoire rétro-morphique, qui est alors marquée par une forte diminution de la température.

. Dans d'autres cas, les éclogites présentent une forte fabrique de forme qui souligne l'orientation préférentielle des omphacites: la glaucophane, de même dimension que le pyroxène, est parallèle à la foliation, ce qui suggère son caractère syncinématique (échantillon FAY 1 par exemple).

En l'état actuel des recherches, aucune conclusion générale ne peut donc être établie.

2. La paragonite

Contrairement à la glaucophane, la stabilité de la paragonite est bien connue à la fois théoriquement et expérimentalement (Holland, 1979): Les relations entre paragonite, pyroxène sodique et disthène fournissent une base fondamentale d'évaluation des conditions P-T dans les

éclogites. Comme pour la glaucophane, la position texturale de la paragonite doit être préalablement établie.

. A notre connaissance, aucun échantillon folié où la paragonite est syncinématique n'a été décrit. De la paragonite primaire a par contre été signalée dans des roches non foliées, par Velde (1966) dans une éclogite de composition banale (Tab. I) à grenat + omphacite + zoïsite + paragonite + amphibole I calcique incolore + rutile, et par Paquette et al. (1985) dans une métabasite de composition anormale (éch. 7458 Tab. I) à grenat + omphacite (jadéite 55) + disthène + paragonite + quartz + rutile.

. De la paragonite secondaire est associée aux porphyroblastes d'amphibole bleue dans une éclogite du type "Le Cellier" (Godard et al., 1981).

En conclusion, seules des analyses détaillées à la microsonde de la composition chimique des phases éclogitiques permettront de démontrer une éventuelle différence de conditions P-T du métamorphisme éclogitique entre les unités 1 et 3B. Il est cependant probable que les éclogites de l'unité 3B se sont équilibrées à plus haute température et/ou plus basse pression que celles de l'unité 1. Ces dernières ont cristallisé aux environs de 700C, 18-20 kbar.

2/ Histoire post-éclogitique.

Dans les deux unités, les lentilles éclogitiques présentent un coeur où les transformations rétrogrades sont incomplètes et des bordures amphibolitisées. L'analyse des transformations au coeur des lentilles met en évidence de fortes oppositions entre les deux unités (Tab. V).

| | UNITE 1 | UNITE 3B |
|---|---------|------------|
| . Couronnes réactionnelles autour du grenat (kéliphyte). | | + |
| . Symplectites à plagioclase-amphibole (1) ou plagioclase-diopside (2) aux dépens de l'omphacite. | (1) | (2) |
| . Déstabilisation du disthène en (1) micas blancs, (2) couronnes à plagioclase-amphibole ou (3) couronnes à corindon-anorthite. | (1) | (2) et (3) |
| . Transformation de la zoïsite en (1) épidote ou (2) plagioclase. | (1) | (2) |
| . Déstabilisation de la phengite en symplectites à biotite-plagioclase. | | + |

Tableau V: transformations rétrogrades au coeur des lentilles éclogitiques.

De telles oppositions avaient déjà été notées par Lacroix (1891) et Brière (1920) lors de la comparaison des "modifications secondaires" des éclogites de Champtoceaux ("arc du Cellier" c'est-à-dire unité 1) et de Vendée.

A titre de comparaison, la rétro-morphose des éclogites de l'unité 1 est semblable à celle des éclogites de l'unité océanique de la zone de Zermatt dans les Alpes occidentales (Bearth, 1967).

Par contre, les textures et la minéralogie de la rétro-morphose des éclogites de l'unité 3 sont étroitement comparables avec ce qui est classiquement observé dans les éclogites de la chaîne hercynienne : Léon (Lacroix, 1891; Godard et Cabanis, 1985; Paquette et al., sous presse), Vendée (Lacroix, 1891; Brière, 1920, Godard, 1981), Limousin (Santallier, 1985), Haut-Allier (Lasnier, 1977), Forêt Noire (Klein and Wimmenauer, 1984), etc...

Cette différence est fonction des conditions P-T de la rétro-morphose: faciès amphibolite à albite-épidote dans l'unité 1, faciès amphibolite de haut-grade dans l'unité 3. Dans cette dernière, la rétro-morphose est synchrone des associations syncinématiques dans l'encaissant leptynitique.

IV/ DISCUSSION ET CONCLUSION

La nappe de Champtoceaux comprend plusieurs unités superposées dont nous avons rappelé la constitution lithologique et l'histoire métamorphique. En l'état actuel des travaux, une conclusion majeure se dégage des données précédentes: les unités 1 et 3B diffèrent fondamentalement par leur histoire P-T (Fig. 4).

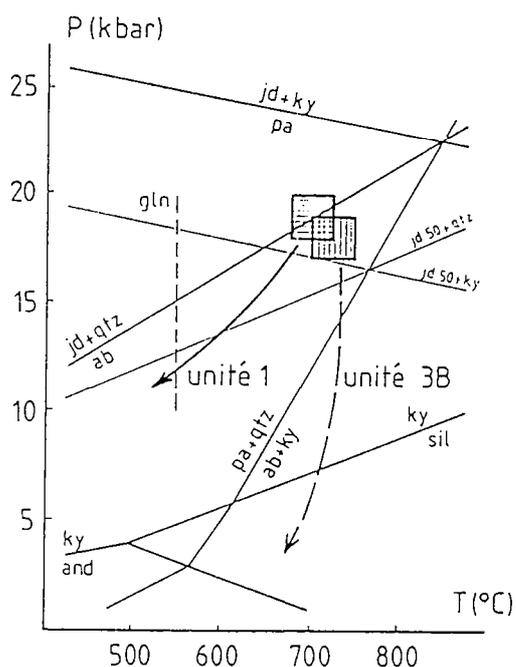


Fig. 4: histoire P-T de la nappe de Champtoceaux. Le trajet P-T des unités est schématiquement représenté par un trait continu (unité 1) ou tireté (unité 3B). Relations entre silicates d'alumine d'après Holdaway (1971). Limite thermique supérieure de stabilité de la glaucophane d'après Maresch (1977). Autre courbes d'après Holland (1979). ab: albite; and: andalousite; gln: glaucophane; jd: jadéite; ky: disthène; pa: paragonite; qtz: quartz; sil: sillimanite.

Toutes deux ont subi un épisode précoce en faciès éclogite mais l'histoire post-éclogitique est caractérisée soit par une diminution de la température (unité 1), soit par une constance de la température (unité 3B) lors de la décompression. Il nous reste donc à comprendre ces différences puis à en tirer les conséquences quant à l'histoire de la collision dans la chaîne hercynienne.

1/ Mécanisme de préservation des paragenèses éclogitiques dans la nappe de Champtoceaux.

La persistance ou la destruction des assemblages éclogitiques dans les deux unités étudiées de la nappe de Champtoceaux est fonction de leur histoire P-T, pour deux raisons différentes:

D'une part, comme Heinrich (1982) l'a montré, les transformations rétrogrades dans les métapélites sont essentiellement des réactions de déshydratation alors que ce sont généralement des réactions d'hydratation dans les metabasites. Ceci explique pourquoi les metabasites préservent souvent des paragenèses éclogitiques alors que les métapélites en sont fréquemment dépourvues. Cette observation est à la base de la notion d'éclogite de type B (Coleman et al., 1965) et fonde en partie l'idée erronée selon laquelle les éclogites sont "allochtones".

D'autre part, étant donné que la plupart des réactions de déshydratation ont une pente positive forte, l'efficacité des transformations rétrogrades dans une métapélite éclogitique est elle-même fonction de son histoire P-T (Fig.5).

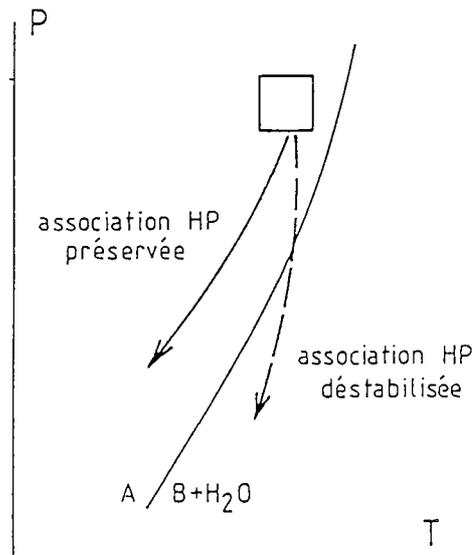


Fig. 5: chemin P-T et préservation des associations de H.P. $A=B+H_2O$ est une réaction de déshydratation (par exemple paragonite + quartz = albite + disthène + H_2O). L'association A est stable durant l'épisode H.P. La déstabilisation de cette association (au profit de B) dépend du chemin P-T.

Si la décompression s'accompagne d'une augmentation (ou d'une constance) de la température, les transformations seront complètes. Tel est le cas de l'unité 3, où l'encaissant des metabasites ne présente pas de relique éclogitique.

Au contraire, si la rétro-morphose a lieu à température décroissante comme dans l'unité 1, les transformations seront limitées: ainsi s'explique la préservation des associations éclogitiques dans les micaschistes et les quartzites.

2/ Histoire de la collision dans la chaîne hercynienne.

Les différentes unités de la nappe de Champtoceaux sont constituées de matériel crustal ayant subi des pressions de l'ordre de 18-20 kbar. Ceci implique que l'épaississement crustal dans la chaîne hercynienne ait atteint des valeurs de l'ordre de 60 km.

L'empilement des différentes unités de la nappe de Champtoceaux n'est cependant pas instantané. Le charriage de l'unité 3 sur les unités 1 et 2 est nécessairement postérieur à son refroidissement (Davy and Gillet, 1986). Une confirmation de cette analyse est fournie par les données géochronologiques. Les analogies entre l'unité 3 de la nappe de Champtoceaux, la Vendée et le Léon ont été soulignées antérieurement: elles permettent de supposer que le métamorphisme éclogitique ait eu lieu au même moment, c'est-à-dire aux environs de 440 Ma (Peucat et al., 1982; Paquette et al., sous presse). L'âge du métamorphisme éclogitique dans l'unité 1 de la nappe de Champtoceaux n'est pas établi avec certitude: les données disponibles (Paquette, 1987) suggèrent que le métamorphisme H.P. a eu lieu entre 410 et 360 Ma. Pour la première fois, il est donc possible de montrer dans la chaîne hercynienne la migration vers l'extérieur de la chaîne, en climat de H.P., des étapes précoces de la collision. A ce titre, la chaîne hercynienne est donc semblable à la chaîne alpine (Gillet et al., 1986).

**GEOLOGIE. - LE METAMORPHISME
ÉCLOGITIQUE DE LA NAPPE HERCYNIENNE
DE CHAMPTOCEAUX (MASSIF ARMORICAIN).**

Note de Michel Ballèvre, Jean-Robert Kiénast et Jean-Louis Paquette, présentée par Jean Aubouin.

M.B. et J.-L. P.: Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex;

J.-R. K.: Laboratoire de Pétrologie métamorphique, Université Paris VII, 2, place Jussieu, 75251 Paris Cedex.

Le métamorphisme éclogitique de la chaîne hercynienne est étudié ici dans la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). Jusqu'à présent, les paragenèses éclogitiques n'étaient connues que dans les lentilles basiques. Des associations éclogitiques ont été découvertes dans les micaschistes et quartzites qui forment l'encaissant de ces lentilles. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique sont d'environ 18-20 kbar, 700C. En conséquence, l'épaississement crustal dans la chaîne hercynienne a atteint environ 60 km dans la "zone de suture".

INTRODUCTION GENERALE. - De nombreuses unités de la chaîne hercynienne en Europe occidentale présentent des reliques de métamorphisme de haute pression/basse température (faciès schiste bleu et éclogite) (Matte, 1983). On considère généralement que ce métamorphisme résulte du chevauchement de deux croûtes continentales l'une sur l'autre lors des processus de collision continentale (England and Thompson, 1984). De ce fait, les reliques de métamorphisme de haute pression sont un élément essentiel de caractérisation (i) des mécanismes orogéniques (en particulier des étapes précoces de la collision continentale) et (ii) de la position actuelle de la limite entre les deux plaques lithosphériques dont la convergence a conduit à la collision (zone de suture).

Dans le Massif Armoricaïn, des reliques éclogitiques ne sont connues que dans le domaine S-Armoricaïn (Cogné, 1974). La nappe de Champtoceaux (Cogné, 1966; Lagarde, 1978; Marchand, 1981), l'une des structures majeures de ce domaine, est un empilement d'écaïlles de constitution lithologique et d'histoire métamorphique différentes (fig. 1).

L'objet de cette note est de préciser, sur la base de données nouvelles, la signification du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux.

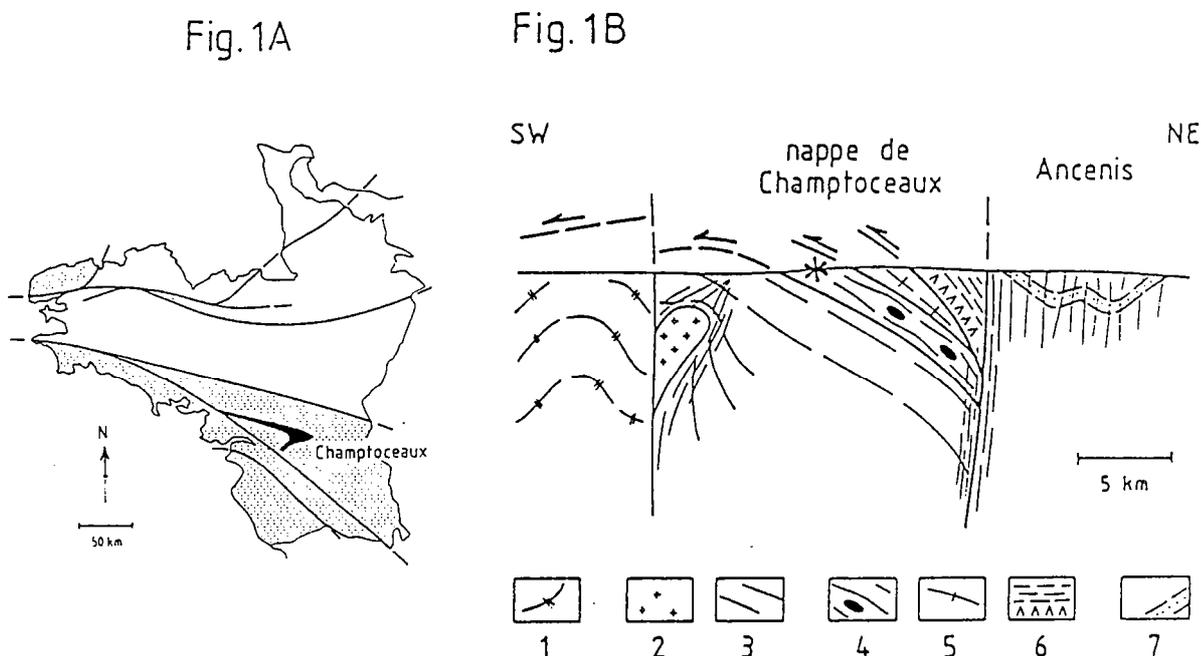


Fig. 1. - A. Situation de la nappe de Champtoceaux (en noir) dans le domaine Sud-armoricain (en grisé). B. Coupe simplifiée du domaine S-armoricain. 1, migmatites et paragneiss; 2, leucogranites hercyniens; 3, micaschistes de Mauves-sur-Loire; 4 à 6, nappe de Champtoceaux (4, leptynites, micaschistes et éclogites; 5, orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert; 6, serpentinites, métagabbros et gneiss); 7, Paléozoïque du bassin d'Ancenis. L'étoile montre la position de l'échantillon étudié.

CONTEXTE GEOLOGIQUE. - L'unité inférieure de la nappe de Champtoceaux, qui fait l'objet de ce travail, chevauche les micaschistes de Mauves-sur-Loire qui sont attribués au Briovérien (Protérozoïque supérieur), et est elle-même chevauchée par l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert, d'âge Ordovicien (Paquette et al., 1984). Cette unité est essentiellement constituée de micaschistes et de leptynites, dans lesquels sont observables de nombreuses lentilles de metabasites éclogitiques (Lacroix, 1891; Brière, 1920; Velde, 1966 et 1970; Godard et al., 1981; Paquette et al., 1985). Des données nouvelles ont été acquises en ce qui concerne les lithologies de l'encaissant de ces lentilles c'est-à-dire les leptynites et les micaschistes.

1. Au sein des leptynites sont localement préservées des zones non déformées ("granite de la Picherais") dans lesquelles les reliques granitiques présentent des transformations coronitiques (Lasnier et al., 1973; Vidal et al., 1980). Celles-ci ont été jusqu'à présent attribuées au faciès granulite mais sont probablement dues à l'événement éclogitique.

2. Dans les micaschistes, les associations à quartz + phengite I + grenat + disthène + rutile qui avaient été antérieurement signalées par Lacroix (1891) sont des paragenèses éclogitiques. La découverte au coeur du grenat d'inclusions de phases progrades, parmi lesquelles la paragonite, la staurotide, le chloritoïde et la chlorite met en évidence les étroites analogies de ces roches avec les métapélites éclogitiques du Kazakstan en U.R.S.S. (Udovkina et al., 1980) ou de Dora-Maïra dans les Alpes occidentales (Chopin, 1984 et 1985). Aux micaschistes sont associés des quartzites, qui présentent eux-aussi des associations éclogitiques: l'une de celles-ci sera décrite ici en détail, car elle permet de déterminer les conditions P-T du métamorphisme éclogitique.

PETROGRAPHIE. - Le quartzite étudié (échantillon FAY 7) provient des environs de Fay-de-Bretagne (Loire Atlantique). La paragenèse primaire comprend quartz + grenat + omphacite + disthène + paragonite + rutile. L'intensité de la fabrication de forme de l'omphacite et du disthène témoigne du caractère syncinématique de la paragenèse étudiée et de la forte intensité de la déformation associée. Le mica blanc, rare, s'est toujours révélé être à l'analyse de la paragonite. Celle-ci se présente sous deux habitus: (i) de grandes plages à extinction onduleuse au coeur desquelles s'observent des grains à contours lobés de disthène et (ii) de fines lamelles isolées, en général obliques ou perpendiculaires à la foliation. Ces textures suggèrent une croissance tardive de la paragonite c'est-à-dire une succession de deux équilibres; le premier à omphacite + disthène, le deuxième à paragonite + omphacite + disthène.

MINERALOGIE. - Quelles que soient les phases primaires, les différences de composition chimique entre coeur et bordure des grains sont négligeables. Cette remarquable homogénéité des compositions chimiques des différentes phases met en évidence une excellente équilibration de la paragenèse éclogitique. C'est pourquoi une représentation graphique ne nous a pas semblé nécessaire: seuls sont reportés dans le tableau la moyenne et l'écart-type des analyses des bordures des phases primaires (Tab. I).

La composition moyenne du grenat est proche de almandin 48 - pyrope 33 - grossulaire 20, les teneurs en spessartine et en andradite étant au maximum de l'ordre de 2%. Les omphacites sont caractérisées par de faibles teneurs en aegyrine (0-2%), en accord avec leur aspect incolore, et des teneurs en jadéite de l'ordre de 50-55%. Les compositions du disthène et de la paragonite ne sont pas significativement différentes de celles des pôles purs.

| | grenat (8) | omphacite (6) | disthène (3) | paragonite (4) |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|----------------|
| SiO ₂ | 39.79 (0.40) | 56.39 (0.42) | 36.98 (0.12) | 46.83 (0.41) |
| TiO ₂ | 0.01 (0.02) | 0.06 (0.04) | 0.09 (0.11) | 0.04 (0.04) |
| Al ₂ O ₃ | 22.23 (0.22) | 13.79 (0.12) | 62.77 (0.37) | 39.57 (0.15) |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 (0.02) | 0.03 (0.06) | 0.04 (0.08) | 0.04 (0.02) |
| FeO total | 22.81 (0.52) | 2.80 (0.18) | 0.17 (0.12) | 0.14 (0.05) |
| MnO | 0.62 (0.14) | 0.00 | 0.01 (0.01) | 0.01 (0.02) |
| MgO | 8.56 (0.16) | 7.39 (0.16) | 0.03 (0.04) | 0.21 (0.08) |
| CaO | 7.66 (0.29) | 11.35 (0.23) | 0.02 (0.03) | 0.38 (0.38) |
| Na ₂ O | 0.03 (0.03) | 7.95 (0.18) | 0.02 (0.02) | 7.01 (0.11) |
| K ₂ O | 0.01 (0.02) | 0.00 | 0.00 | 0.75 (0.19) |
| Total | 101.75 (0.66) | 99.77 (0.34) | 100.12 (0.58) | 94.97 (0.52) |

Tab. I - Composition moyenne et écart-type des phases majeures de l'échantillon FAY 7.

ESTIMATION DES CONDITIONS P-T. - Les équilibres paragonite-omphacite-disthène (Holland, 1979), omphacite-quartz (Holland, 1980) et grenat-omphacite (Ellis and Green, 1979; Powell, 1985) permettent une estimation précise des conditions P-T de cristallisation de l'assemblage éclogitique (fig. 2).

Compte tenu des incertitudes analytiques et expérimentales, l'intersection des deux courbes d'équilibre a lieu entre 18 et 20 kbar, aux environs de 700°C. La succession des deux associations omphacite + disthène puis paragonite + omphacite + disthène met en évidence soit une diminution de la pression, soit une augmentation de l'activité de H₂O. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique de la nappe de Champtoceaux sont compatibles avec l'existence de l'association jadéite + quartz, qui est probablement présente dans l'échantillon FAY 8.

CONCLUSION. - Les observations précédentes montrent que les différentes lithologies (micaschistes et quartzites, leptynites, metabasites) de l'unité inférieure de la nappe de Champtoceaux ont toutes subi la même histoire P-T et, en particulier, le même épisode éclogitique:

- l'estimation des conditions P-T du métamorphisme éclogitique dans les quartzites est compatible avec les estimations antérieures dans les éclogites (Godard et al., 1981; Paquette et al., 1985).

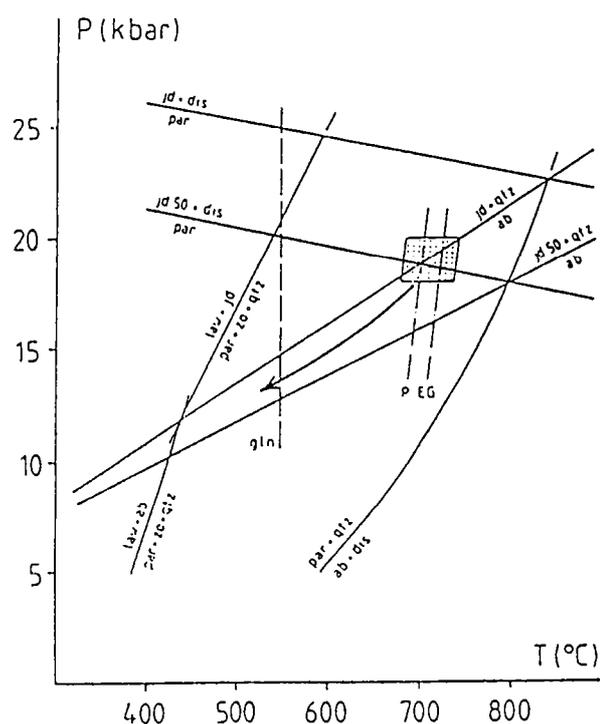


Fig. 2. - Conditions P-T du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux (ab: albite, dis: disthène, gln: glaucophane, jd: jadéite, law: lawsonite, par: paragonite, qtz: quartz, zo: zoïsite). EG et P: partage FeMg entre grenat et omphacite d'après les calibrations d'Ellis et Green (1979) et Powell (1985).

- L'histoire P-T est caractérisée par une forte décroissance de la température lors de la décompression comme le montre (i) le développement secondaire de la glaucophane dans certaines éclogites (Godard et al., 1981), (ii) l'absence de migmatisation des métapélites et (iii) l'excellente préservation des paragenèses éclogitiques dans les metabasites et les métapélites.

Les conséquences de ces observations sont de deux ordres:

1. Pour la première fois est clairement identifiée dans la chaîne hercynienne une unité de croûte continentale ayant subi des pressions de 18-20 kbar: l'épaississement crustal a donc atteint dans la chaîne hercynienne des valeurs égales ou supérieures à environ 60 km.

2. Une discussion complète du métamorphisme éclogitique dans le Massif Armoricaïn montrerait (i) de profondes analogies entre chaîne hercynienne et chaîne alpine et (ii) le développement et la localisation du métamorphisme éclogitique dans la "zone de suture", en l'occurrence la nappe de Champtoceaux dans le domaine S-armoricaïn.

3/ GEOCHIMIE DES METABASITES.

3.1/ Eléments majeurs et traces (exceptées REE)

Un ensemble de 17 échantillons, provenant de l'unité inférieure et de l'unité supérieure, a été analysé (Tab.X), auquel a été adjoint un groupe de 4 analyses provenant d'une étude antérieure (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985); soit au total 14 éclogites représentant l'unité inférieure et 7 gabbros représentant l'unité supérieure.

A l'examen de ces données, trois principales constatations peuvent être faites: (1) Les échantillons se situent dans une gamme de compositions très restreinte. Les teneurs moyennes calculées pour treize éclogites (excepté l'échantillon 7458): $SiO_2=47.4 \pm 1.6\%$; $Al_2O_3=14.8 \pm 0.5\%$; $FeO^*/MgO=1.4 \pm 0.5$; $Na_2O+K_2O=3.5 \pm 0.7\%$; $TiO_2=1.8 \pm 0.3\%$ permettent de montrer qu'elles constituent un ensemble de roches aux caractéristiques géochimiques très homogènes. (2) Cette cohérence du chimisme de l'ensemble des éclogites s'oppose à la composition particulière de l'éclogite 7458 qui est une roche de composition intermédiaire, à forte teneur en Al_2O_3 , très différente de la moyenne des éclogites ($SiO_2=56.5/47.4$; $Al_2O_3=19.8/14.8$; $Na_2O+K_2O=4.8/3.5$; $TiO_2=0.96/1.8$). Cet échantillon très intéressant sera traité de manière indépendante dans les discussions qui suivront. (3) Enfin, les éclogites de l'unité inférieure et les gabbros de l'unité supérieure présentent des compositions chimiques relativement homogènes.

Dans un diagramme AFM (Na_2O+K_2O , FeO^* , MgO) (fig.28), les points analytiques se reportent schématiquement sur une ligne FeO^*-MgO avec un léger enrichissement vers le pôle alcalin qui se traduit par une disposition assez floue vers le champ calco-alcalin. Cependant il serait hasardeux de tirer quelque conclusion de ce diagramme car, d'une part, les roches analysées ne constituent pas une série magmatique différenciée et donc sont situées sur une partie non discriminante du diagramme et d'autre part l'importante mobilité des alcalins durant l'altération et le métamorphisme va entraîner une sous évaluation relative du pôle alcalin et une surévaluation du "trend" FeO^*-MgO .

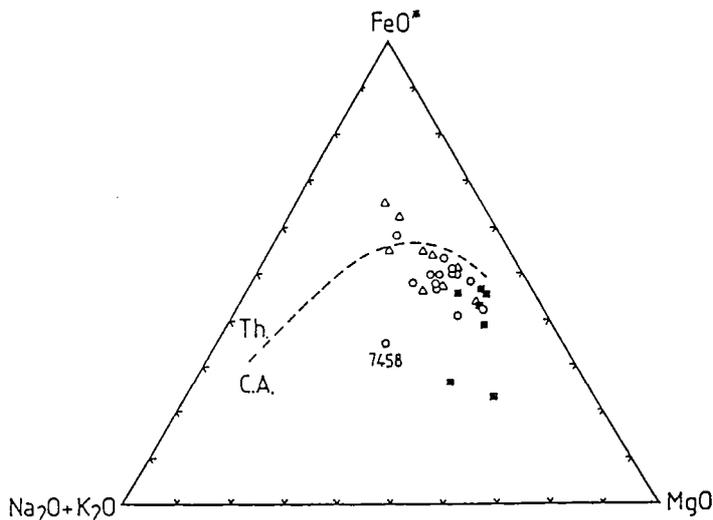


Fig.28: diagramme A-F-M ($Na_2O + K_2O - FeO^* - MgO$) des metabasites du complexe de Champtoceaux: carrés pleins: métagabbros; cercles vides: éclogites (ce travail); triangles vides: éclogites (Velde, 1970). L'échantillon 7458, de composition particulière (Tab.X) est localisé.

Eclogites

| | 3374 | *5506 | 7454 | 7455 | 7457 | 7458 | 7459 | 7460 | 7463 | 7464 |
|----------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ (%) | 51.32 | 48.50 | 49.11 | 47.16 | 45.20 | 56.48 | 46.76 | 45.66 | 47.79 | 47.13 |
| Al ₂ O ₃ | 13.48 | 15.46 | 15.46 | 14.69 | 14.04 | 19.80 | 14.72 | 14.83 | 14.69 | 14.78 |
| Fe ₂ O ₃ T | 14.18 | 12.00 | 10.10 | 12.26 | 14.48 | 5.61 | 12.92 | 11.60 | 12.21 | 12.94 |
| FeO | | | | | | | | | | |
| MnO | 0.21 | 0.20 | 0.16 | 0.21 | 0.15 | 0.23 | 0.20 | 0.18 | 0.20 | 0.21 |
| MgO | 4.83 | 8.10 | 9.32 | 6.96 | 0.27 | 4.54 | 8.24 | 11.37 | 9.30 | 7.76 |
| CaO | 7.78 | 10.49 | 9.64 | 9.51 | 10.47 | 6.03 | 10.61 | 10.62 | 9.77 | 11.19 |
| Na ₂ O | 3.09 | 3.91 | 3.05 | 4.20 | 2.78 | 4.70 | 2.50 | 2.60 | 1.03 | 3.91 |
| K ₂ O | 0.41 | 0.01 | 0.60 | 0.63 | 0.36 | 0.00 | 0.30 | 0.18 | 0.54 | 0.00 |
| TiO ₂ | 2.06 | 1.89 | 1.43 | 2.41 | 2.20 | 0.96 | 1.78 | 1.26 | 1.73 | 1.80 |
| P ₂ O ₅ | 0.32 | 0.18 | 0.17 | 0.35 | 0.16 | 0.07 | 0.17 | 0.09 | 0.24 | 0.15 |
| H ₂ O+ | -0.24 | 0.07 | 0.97 | 0.23 | 0.50 | 0.27 | 0.62 | 0.36 | 0.80 | 0.10 |
| Total | 98.24 | 100.81 | 100.01 | 98.61 | 90.69 | 98.61 | 98.90 | 98.75 | 99.10 | 99.97 |
| Nb (ppm) | 2 | 5 | 5 | 19 | 5 | 14 | 3 | 2 | 8 | 8 |
| Zr | 137 | 46 | 147 | 200 | 136 | 367 | 121 | 78 | 136 | 120 |
| Y | 49 | 40 | 34 | 35 | 43 | 31 | 35 | 28 | 40 | 38 |
| Sr | 122 | 50 | 191 | 107 | 48 | 181 | 104 | 55 | 176 | 74 |
| Rb | 18 | 1 | 24 | 21 | 16 | 1 | 12 | 8 | 21 | 1 |
| Co | 33 | 38 | 33 | 35 | 36 | 24 | 40 | 50 | 36 | 37 |
| V | 419 | 336 | 240 | 366 | 398 | 151 | 345 | 279 | 323 | 357 |
| Ni | 14 | 90 | 91 | 34 | 75 | 43 | 110 | 160 | 210 | 45 |
| Cr | 94 | 389 | 302 | 73 | 444 | 149 | 321 | 386 | 521 | 172 |
| Ba | 162 | 11 | 169 | 161 | 108 | 46 | 93 | 217 | 154 | 49 |
| La | 9.32 | 0.60 | 9.30 | 15.16 | 7.21 | 43.9 | 5.83 | 2.90 | 11.20 | 6.88 |
| Ce | 24.40 | - | 23.99 | 35.74 | 19.87 | 94.3 | 17.16 | 9.19 | 27.70 | 17.08 |
| Nd | 17.46 | 15.80 | 16.05 | 21.70 | 13.20 | 45.98 | 13.95 | 8.22 | 18.35 | 12.35 |
| Sm | 5.50 | 5.03 | 4.58 | 5.70 | 4.59 | 9.28 | 4.73 | 2.80 | 5.06 | 3.72 |
| Eu | 1.85 | 1.66 | 1.41 | 1.87 | 1.66 | 2.64 | 1.72 | 1.08 | 1.57 | 1.36 |
| Gd | 7.44 | 6.30 | 5.39 | 6.22 | 6.38 | 6.91 | 5.78 | 3.82 | 5.83 | 5.23 |
| Dy | 8.34 | 0.72 | 5.66 | 6.46 | 7.15 | 5.34 | 5.96 | 4.41 | 6.31 | 6.00 |
| Er | 5.01 | 4.53 | 3.38 | 3.72 | 4.33 | 3.12 | 3.47 | 2.67 | 3.87 | 3.60 |
| Yb | 4.73 | 4.52 | 3.17 | 3.45 | 4.13 | 3.29 | 3.31 | 2.59 | 3.77 | 3.42 |
| Lu | 0.75 | - | - | 0.53 | 0.59 | 0.54 | 0.17 | - | 0.58 | 0.52 |
| (La/Sm)N | 1.0 | 1.1 | 1.3 | 1.6 | 0.96 | 2.9 | 0.75 | 0.63 | 1.4 | 1.1 |
| (Gd/Yb)N | 1.3 | 1.1 | 1.4 | 1.5 | 1.2 | 1.7 | 1.4 | 1.2 | 1.2 | 1.2 |
| (La/Yb)N | 1.3 | 1.3 | 2.0 | 2.9 | 1.2 | 8.8 | 1.2 | 0.74 | 2.0 | 1.3 |

Eclogites

Métagabbros

| | 7465 | 7466 | 7935 | 7936 | *5503 | *5504 | *5505 | 7452 | 7453 | 7456 |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ (%) | 47.01 | 45.56 | 47.25 | 47.31 | 47.63 | 45.25 | 46.20 | 46.99 | 45.10 | 47.57 |
| Al ₂ O ₃ | 14.81 | 15.26 | 14.83 | 15.11 | 22.35 | 16.52 | 13.73 | 21.15 | 13.34 | 14.82 |
| Fe ₂ O ₃ T | 12.32 | 13.13 | 12.22 | 12.25 | 3.49 | 12.06 | 11.85 | 4.22 | 11.95 | 8.81 |
| FeO | | | | | | | | | | |
| MnO | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.06 | 0.16 | 0.19 | 0.08 | 0.18 | 0.15 |
| MgO | 8.34 | 8.11 | 8.09 | 8.15 | 8.05 | 9.42 | 10.12 | 6.96 | 10.71 | 9.91 |
| CaO | 11.08 | 10.79 | 11.28 | 11.31 | 13.25 | 10.38 | 13.50 | 13.04 | 13.64 | 12.40 |
| Na ₂ O | 4.05 | 2.94 | 2.85 | 2.88 | 2.51 | 3.03 | 2.07 | 3.18 | 2.03 | 2.52 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.73 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.19 | 0.03 | 0.47 | 0.03 | 0.03 |
| TiO ₂ | 1.67 | 2.34 | 1.61 | 1.61 | 0.24 | 1.57 | 1.40 | 0.15 | 1.39 | 1.13 |
| P ₂ O ₅ | 0.15 | 0.21 | 0.12 | 0.12 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.09 |
| H ₂ O+ | 0.16 | 0.45 | -0.23 | 0.71 | 1.14 | 0.36 | 1.03 | 2.91 | 0.98 | 2.41 |
| Total | 99.84 | 99.73 | 98.23 | 99.56 | 98.86 | 99.00 | 100.17 | 99.16 | 99.36 | 99.84 |
| Nb (ppm) | 7 | 5 | 19 | 1 | 0 | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 |
| Zr | 114 | 171 | 198 | 95 | 15 | 55 | 25 | 14 | 29 | 68 |
| Y | 36 | 46 | 36 | 35 | 7 | 17 | 21 | 4 | 26 | 24 |
| Sr | 83 | 142 | 185 | 115 | 224 | 305 | 155 | 788 | 165 | 114 |
| Rb | 3 | 27 | 17 | 1 | 3 | 2 | 2 | 14 | 4 | 2 |
| Co | 41 | 44 | 35 | 39 | 26 | 56 | 53 | 31 | 49 | 39 |
| V | 328 | 373 | 361 | 340 | 98 | 281 | 442 | 139 | 426 | 256 |
| Ni | 63 | 103 | 31 | 106 | 213 | 248 | 90 | 144 | 90 | 95 |
| Cr | 150 | 287 | 102 | 235 | 846 | 320 | 539 | 267 | 528 | 514 |
| Ba | 43 | 116 | 111 | 35 | 6 | 17 | 9 | 408 | 13 | 7 |
| La | 6.99 | 8.63 | 14.34 | 2.50 | 0.18 | 1.87 | - | 0.60 | 0.40 | 1.72 |
| Ce | 18.06 | 23.90 | 34.85 | 8.24 | 0.73 | 5.63 | 2.15 | 1.38 | 2.10 | 6.98 |
| Nd | 13.40 | 18.76 | 20.61 | 8.70 | 0.54 | 5.02 | 4.38 | 1.01 | 4.63 | 6.89 |
| Sm | 4.06 | 5.54 | 5.55 | 3.24 | 0.21 | 1.75 | 2.19 | 0.33 | 2.31 | 2.51 |
| Eu | 1.47 | 1.90 | 1.86 | 1.25 | 0.14 | 0.83 | 0.85 | 0.32 | 0.93 | 0.95 |
| Gd | 4.93 | 6.40 | 6.46 | 4.61 | 0.29 | - | 3.54 | 0.47 | 3.51 | 3.45 |
| Dy | 5.49 | 6.57 | 6.75 | 5.46 | 0.35 | 2.45 | 4.54 | 0.59 | 4.48 | 4.11 |
| Er | 3.29 | 3.97 | 3.90 | 3.55 | 0.20 | 1.40 | 2.84 | 0.40 | 2.82 | 2.55 |
| Yb | 3.09 | 3.76 | 4.73 | 3.29 | 0.18 | 1.16 | 2.63 | 0.41 | 2.54 | 2.40 |
| Lu | 0.48 | 0.30 | 0.48 | 0.51 | - | - | - | 0.066 | 0.37 | 0.36 |
| (La/Sm)N | 1.1 | 0.95 | 1.6 | 0.47 | 0.51 | 0.66 | - | 1.1 | 0.11 | 0.49 |
| (Gd/Yb)N | 1.3 | 1.4 | 1.6 | 1.1 | 1.3 | 1.4 | - | 0.92 | 1.1 | 1.2 |
| (La/Yb)N | 1.5 | 1.5 | 2.9 | 0.49 | 0.67 | 1.1 | - | 0.96 | 0.10 | 0.56 |

* analyses provenant de Bernard-Griffiths and Cornichet (1985)

Tab.X: analyses éléments majeurs et traces (incluant les REE) des écoligites et métagabbros du complexe de Champtoceaux.

L'étude des éléments en traces sera effectuée à l'aide de diagrammes de discrimination; le choix des éléments chimiques, des diagrammes utilisés, ainsi que les critères de sélection des analyses considérées ont précédemment été discutés (voir chapitre I). La même démarche, préconisée par J.A. Pearce (1983), sera utilisée pour l'étude des metabasites de Champtoceaux.

Dans un premier temps, il convient de sélectionner les échantillons afin de ne retenir que les analyses (représentant des compositions basaltiques) qui pourront être reportées dans les diagrammes de discrimination pour les basaltes. Le diagramme Ti vs. Zr (Winchester and Floyd, 1977) (fig.29) permet de séparer les roches dites "basiques" des roches dites "évoluées".

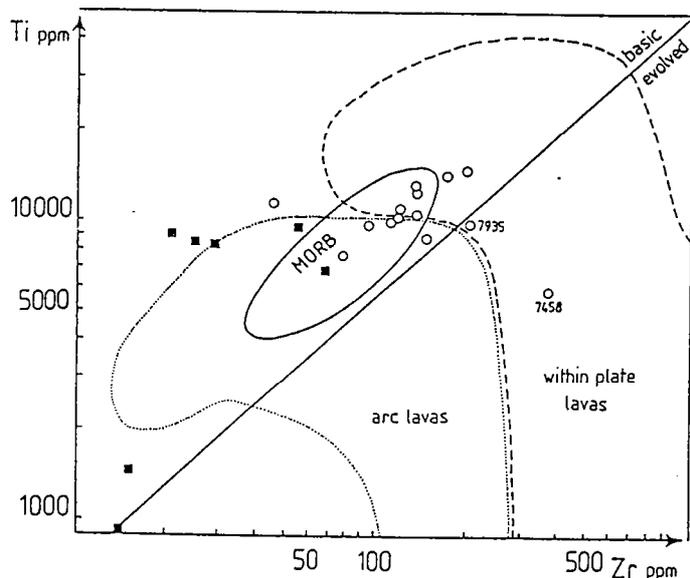
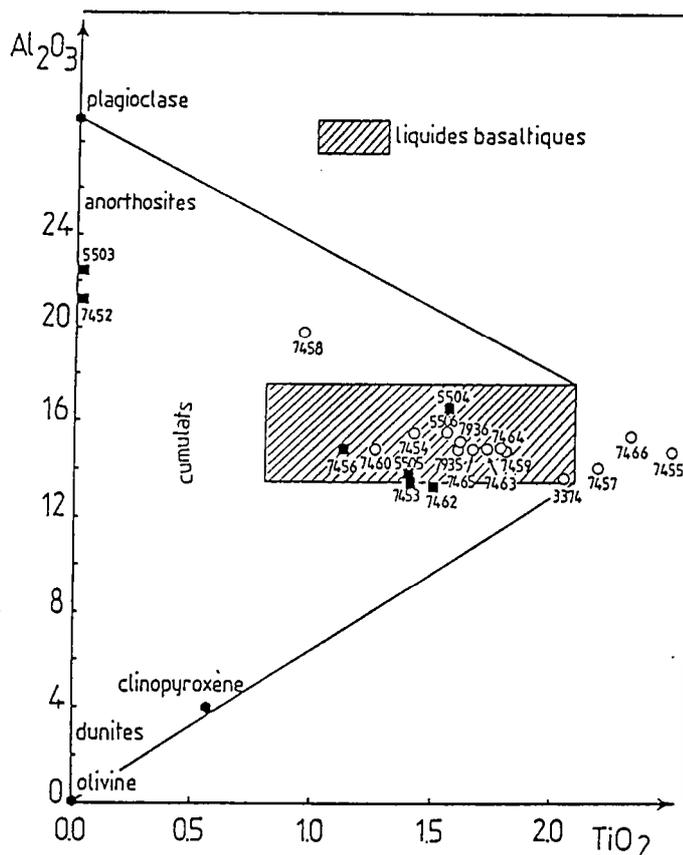


Fig.29: diagramme Ti vs. Cr (Winchester & Floyd, 1977) des metabasites du complexe de Champtoceaux (mêmes symboles que Fig.28). Deux éclogites 7458 et 7935 rentrent dans le domaine des compositions évoluées, elles ne sont pas reportées dans les diagrammes de discrimination.

En effet, les principales phases minérales cristallisant dans les magmas basiques: olivine, pyroxène et feldspath ne vont pas faire évoluer le rapport Ti/Zr dans le liquide. La cristallisation d'un oxyde de Ti va produire une diminution du rapport Ti/Zr couplée à une augmentation rapide de la teneur en SiO₂ dans le magma. La variation entre des compositions basiques et acides sera donc accompagnée d'une diminution du rapport Ti/Zr, clairement visible dans la figure 29.

L'utilisation de ces diagrammes est restreinte aux liquides basaltiques dont la composition chimique est régie par un processus de différenciation (cristallisation ou fusion); le diagramme Al₂O₃ vs. TiO₂ (Pearce, 1983) permettra d'éliminer les cumulats (fig.30).

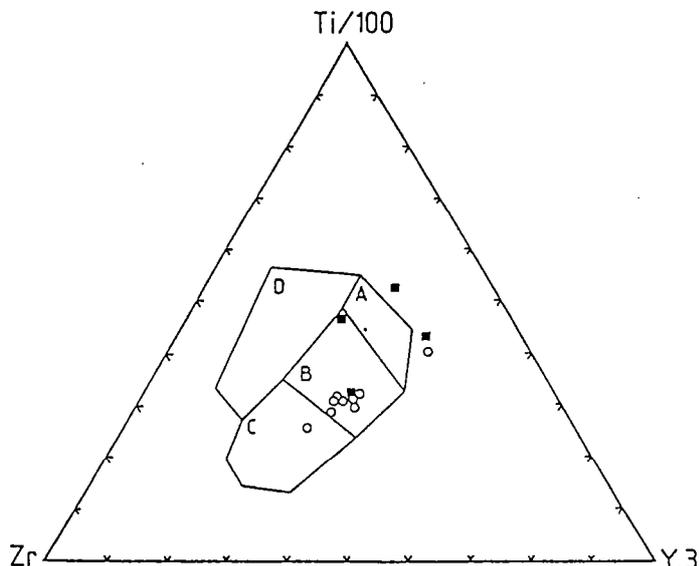
Fig.30: diagramme Al_2O_3 vs. TiO_2 (Pearce, 1983) des métabasites du complexe de Champtoceaux. Seuls les échantillons présentant des compositions de liquides basaltiques sont reportés dans les diagrammes de discrimination.



A la suite de ces sélections, un ensemble de 13 échantillons, 9 écloğites de l'unité inférieure et 4 métagabbros de l'unité supérieure, sera retenu. Il faut préciser que certains échantillons peuvent dans l'un ou l'autre diagramme s'écarter des champs délimités. Néanmoins, il faut garder à l'esprit qu'un nombre plus important d'analyses (au minimum une quinzaine par unité) permettrait de masquer ces "analyses parasites" et rendrait les diagrammes plus démonstratifs. Dans la limite des analyses disponibles, l'utilisation de ces diagrammes va cependant révéler des indications intéressantes.

Dans le diagramme triangulaire Ti/Y/Zr (Pearce and Cann, 1973) (fig.31), les points analytiques se répartissent

Fig.31:diagramme $Ti/Y/Zr$ (Pearce & Cann, 1973) des métabasites du complexe de Champtoceaux. B:basaltes de plancher océanique (OFB); A+B:basaltes d'arcs insulaires; B+C: basaltes calco-alcalins; D: basaltes intra-plaques. La majorité des analyses se situent dans le champ des OFB.



majoritairement dans le champ des basaltes de type MORB (Mid Ocean Ridge Basalts). Cette observation est confirmée par la position des points analytiques dans le diagramme Nb/Y/Zr (Meschede, 1986) (fig.32).

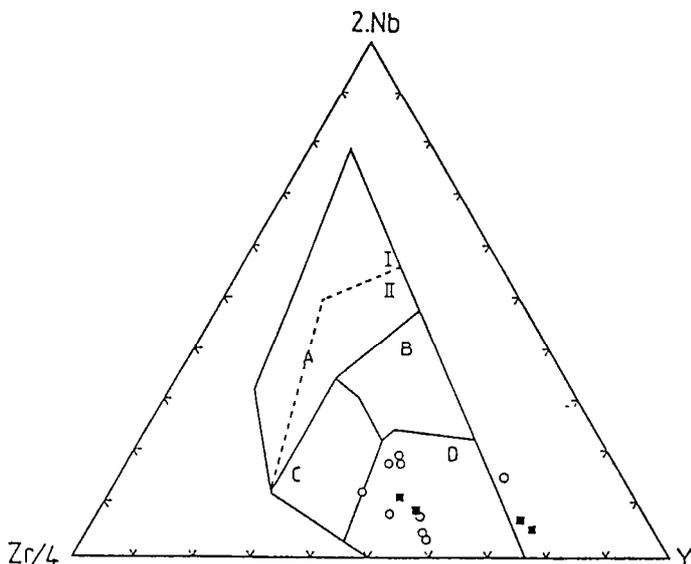


Fig.32: diagramme Nb/Y/Zr (Meschede, 1986) des metabasites du complexe de Champtoceaux. D: MORB type N; B: MORB type E; C+D: basaltes d'arcs volcaniques; A+I+C: tholéïtes intraplaques; A+I+II: basaltes alcalins. La majorité des analyses est localisée dans le champ des MORB type N.

L'utilisation des diagrammes divariants Cr vs. Y (Pearce, 1982) (fig.33), Ti vs. Cr (Pearce, 1975) (fig.34), V vs. Ti (Shervais, 1982) (fig.35) et (Ti/Cr) vs. Ni (Beccaluva et al., 1979) (fig.36) permet de conclure que les échantillons étudiés se situent pratiquement toujours dans le champ des basaltes océaniques de type MORB. Ces roches ne présentent donc pas d'affinités avec les magmatismes liés aux contextes de subduction ("Volcanic Arc Basalts").

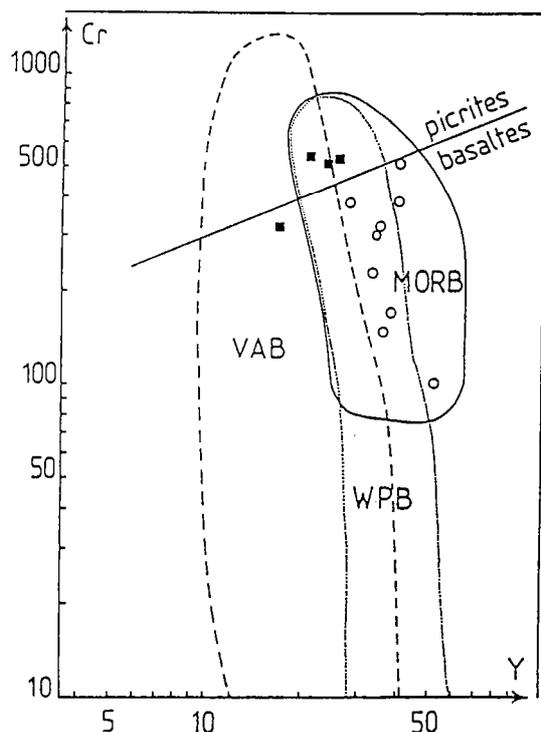


Fig.33: diagramme Cr vs. Y (Pearce, 1982) des metabasites du complexe de Champtoceaux. MORB: basaltes de rides médio-océaniques; VAB: basaltes d'arcs volcaniques; WPB: basaltes intraplaques. Les analyses situées dans le champ "picrites" ne sont pas discriminantes. Toutes les éclogites (cercles évidés) sont localisées dans le champ des MORB.

Fig.34: diagramme Ti vs. Cr (Pearce, 1975) des métabasites du complexe de Champtoceaux. A: tholéites d'arcs insulaires; B: tholéites de plancher océanique.

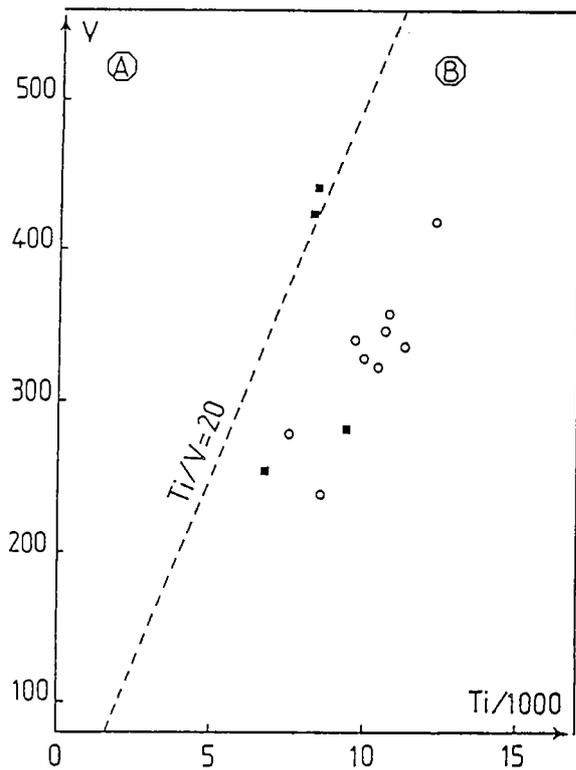
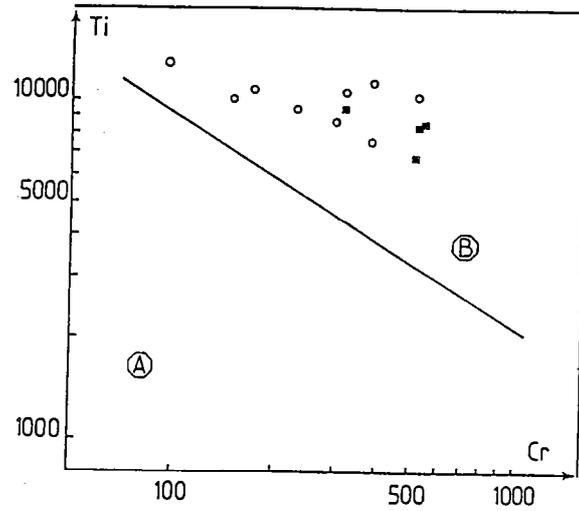


Fig.35: diagramme V vs. Ti (Shervais, 1982). A: roches calco-alcalines; B: roches océaniques.

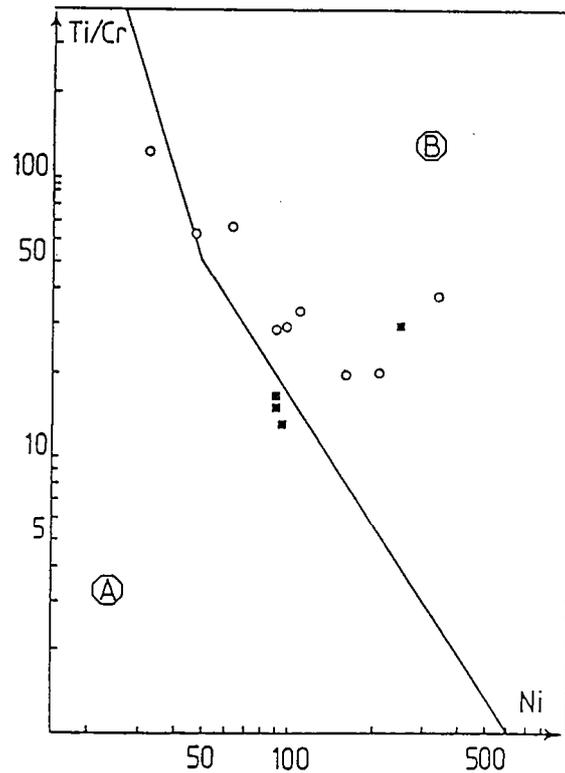


Fig.36: diagrammes Ti/Cr vs. Ni (Beccaluva et al., 1979). A: tholéites d'arcs insulaires; B: tholéites de plancher océanique.

3.2/ Les Terres Rares (REE)

Les éclogites de l'unité inférieure.

Il est délicat de classer ces éclogites en différentes catégories, néanmoins il est possible de discerner un type d'évolution (fig.37).

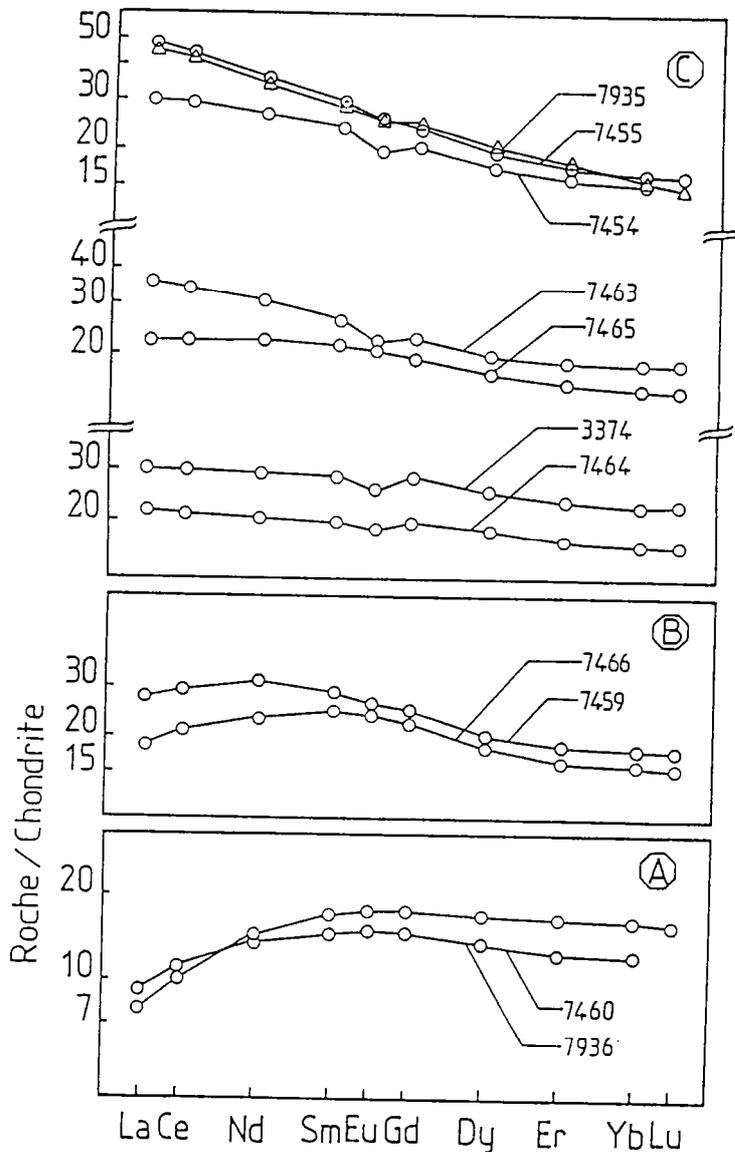


Fig.37: spectres de REE des éclogites du complexe de Charptocieux. A: rapports $(La/Yb)_N$ et $(La/Sm)_N < 1$; B: rapports $(La/Yb)_N > 1$ $(La/Sm)_N < 1$; C: rapports $(La/Yb)_N$ et $(La/Sm)_N > 1$.

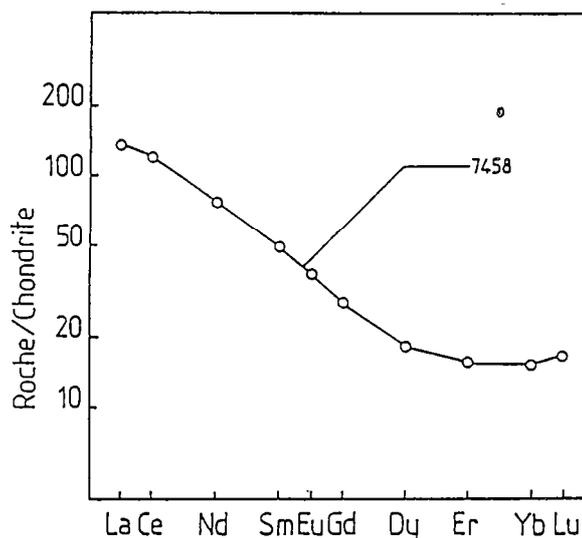
Les échantillons les plus primitifs sont caractérisés par des rapports $(La/Yb)_N$ et $(La/Sm)_N < 1$ et des concentrations en HREE variant de 10 à 15 fois les chondrites (Fig.37a). Ces spectres de REE sont tout à fait comparables à ceux des N-type MORB actuels. L'évolution va s'exprimer dans un premier temps par un enrichissement léger en LREE et plus conséquent en MREE, ceci sera illustré par l'augmentation du rapport $(La/Yb)_N > 1$ tandis que $(La/Sm)_N < 1$ reste constant (fig.37b). Ces roches vont globalement conserver le caractère appauvri en LREE des N-type MORB. Les termes ultimes de cette évolution sont marqués par l'augmentation des teneurs en LREE jusqu'à un maximum d'environ 50 fois les chondrites pour le La (fig.37c); ceci est illustré par des rapports $(La/Yb)_N$ et $(La/Sm)_N > 1$.

Ce type de spectre est comparable à ceux des basaltes océaniques modernes plus évolués appelés E-MORB (ou T-type et P-type MORB).

Un tel ensemble de spectres de REE présentant des degrés d'évolution croissants, avec notamment cet aspect bombé au niveau des MREE et HREE, a été observé lors de l'étude des basaltes du golfe de Californie (Saunders et al., 1982). Les auteurs ont interprété ces particularités géochimiques par deux hypothèses différentes : (1) ces roches peuvent provenir d'une source mantellique appauvrie qui contiendrait des composants résiduels d'une évolution calco-alcaline antérieure. En effet, le golfe de Californie a fonctionné en marge active avant de devenir une zone d'accrétion océanique. (2) Ces basaltes peuvent également provenir d'une source mantellique appauvrie, faiblement contaminée par un composant crustal avant l'émission des magmas. Si l'on applique ces modèles aux éclogites de l'unité inférieure du Complexe de Champtoceaux, ceci pourrait signifier que les protolithes de ces roches proviennent d'une zone de faible océanisation, par exemple un bassin marginal immature, dans un contexte de transition océan-continent.

L'échantillon 7458 a été décrit en détail dans une publication (Paquette et al., 1985). Les interprétations de l'origine et de l'âge de cette roche seront rediscutées dans un prochain paragraphe (voir 4.2). Cette roche, au spectre de REE très fractionné ((La/Yb)_N = 9) (fig. 38), pourrait au vu de ses caractéristiques géochimiques tout à la fois correspondre à une roche ignée de composition calco-alcaline ou bien à une roche détritique voire volcano-détritique.

Fig.38: spectre de REE de l'éclogite 7458 (complexe de Champtoceaux).



Les métagabbros de l'unité supérieure.

Dans les échantillons de métagabbros du complexe de Champtoceaux deux types de spectres de REE différents peuvent être observés (fig.39). La première catégorie comprend des roches à faible concentration en REE (1 à 5 fois les chondrites en moyenne) avec une importante anomalie positive en Eu (fig.39a). Ces roches ont des caractères géochimiques symptomatiques de cumulats ($TiO_2=0.2\%$; $FeO^*/MgO=0.5$) dans lesquels le plagioclase a joué un rôle important lors de la cristallisation (fortes teneurs en Al_2O_3 , CaO , Sr et Eu).

Le second groupe est constitué de métagabbros à spectres sub-horizontaux en HREE et appauvris en LREE (fig.39b), qui présentent ainsi des caractères de N-type MORB (Schilling, 1975; Sun et al., 1979; Jahn et al., 1980b). Parmi ces derniers, deux échantillons (7453 et 7462) se singularisent par un rapport $(La/Sm)_N$ très faible (inférieur à 0.1) illustrant un appauvrissement conséquent en LREE, nettement plus important que dans les N-type MORB "classiques".

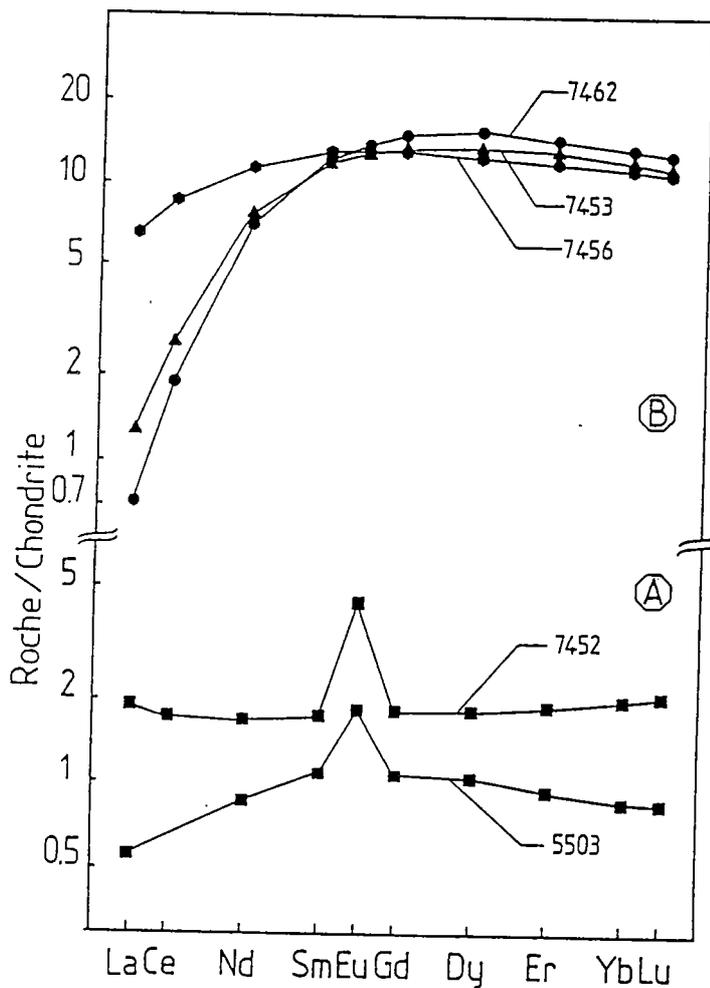


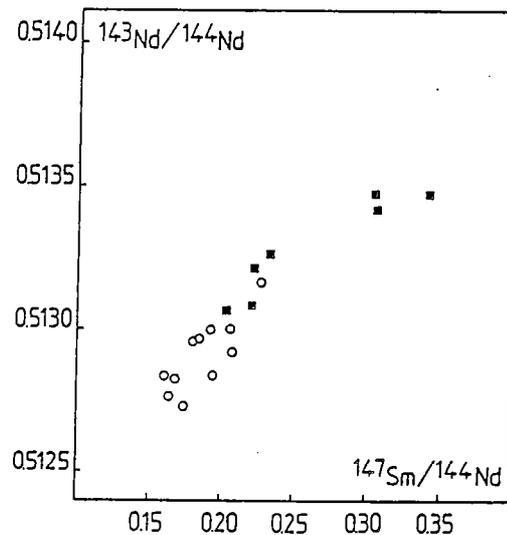
Fig.39: spectres de REE des métagabbros du complexe de Champtoceaux. A: cumulats; B: MORB type N.

Ce caractère avait été remarqué lors d'une étude antérieure des mêmes métagabbros (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). Des spectres similaires ont également été observés lors de l'étude de gabbros provenant de cortèges ophiolitiques (Allègre et al., 1973) et de basaltes récents (Joron et al., 1984). Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer un phénomène de mobilité des REE lié au métamorphisme pour expliquer cet appauvrissement en LREE, puisqu'on le retrouve sur des spectres de basaltes non-métamorphisés. Ces roches basiques, très appauvries en LREE, ont été interprétées comme les produits de la fusion d'une source mantellique de composition péridotitique et très appauvrie en éléments lithophiles (Joron et al., 1984).

3.3/ Etude isotopique Sm-Nd

Si l'on reporte les échantillons d'éclogites (unité inférieure) et gabbros (unité supérieure) analysés (Tab.XI) dans un diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (fig.40), l'on observe une dispersion des données. Aucune isochrone ne peut être tracée, ces échantillons ne sont donc probablement pas cogénétiques.

Fig.40: diagramme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) vs. ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) des éclogites (cercles évidés) et des métagabbros (carrés pleins) du complexe de Champtoceaux. Aucune relation isochrone n'est observée.



Ceci peut être visualisé sur un diagramme $\epsilon\text{Nd}(T)$ en fonction du temps (fig.41) où l'on observe une nette dispersion des âges modèles $T(\text{DM})$ (Tab.XI), aussi bien pour les échantillons d'éclogites (fig.41a) que pour les métagabbros (fig.41b).

Si aucune information géochronologique ne peut être déduite de l'étude Sm-Nd, celle-ci va en revanche compléter la réflexion géochimique. Dans la chaîne hercynienne, l'existence d'une paléocroûte océanique Cambro-Ordovicienne a été montrée par les datations géochronologiques sur des ophiolites (Pin, 1986a; Ménot et al., 1984 et in press), des

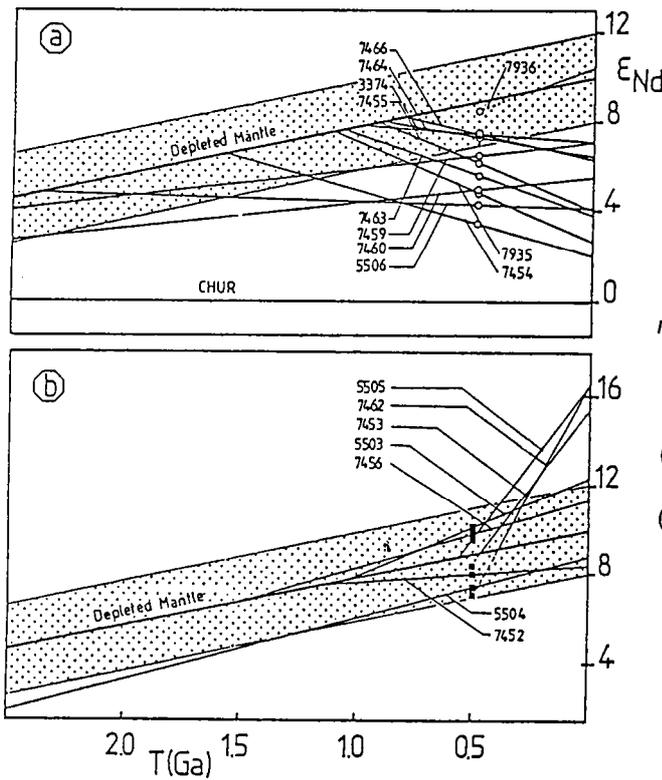


Fig.41: diagramme $\epsilon_{Nd} f(T)$; a:éclogites et b:métagabbros (mêmes symboles que Fig.40). Le champ en grisé représente les valeurs maximales et minimales du "depleted mantle".

$$I_{CHUR}^{CHUR}(0) = 0.51264;$$

$$I_{DM}^{DM}(0) = 0.51315;$$

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} = 0.1967;$$

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.2137.$$

| Echant. | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $2\sigma_m$ | CHUR ϵ_0 | CHUR ϵ_{500Ma} | DM (=10) T (Ga) |
|--------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------|----------------------|----------------------------|--------------------|
| Eclogites | | | | | | |
| 3374 | 0.1917 | 0.513002 | 33 | + 7.1 | + 7.4 | 1.0 |
| 5506* | 0.3044 | 0.512846 | 46 | + 4.1 | + 4.2 | 2.3 |
| 7454 | 0.1737 | 0.512738 | 27 | + 2.0 | + 3.4 | 1.6 |
| 7455 | 0.1599 | 0.512843 | 31 | + 4.0 | + 6.0 | 0.87 |
| 7458 | 0.1229 | 0.511997 | 22 | -12.5 | - 7.8 | 1.9 |
| 7459 | 0.2064 | 0.513004 | 36 | + 7.1 | + 6.5 | 3.0 |
| 7460 | 0.2073 | 0.512926 | 44 | + 5.5 | + 4.9 | - |
| 7463 | 0.1677 | 0.512832 | 21 | + 3.8 | + 5.6 | 1.1 |
| 7464 | 0.1834 | 0.512966 | 17 | + 6.4 | + 7.3 | 0.92 |
| 7466 | 0.1798 | 0.512960 | 34 | + 6.3 | + 7.4 | 0.85 |
| 7935 | 0.1633 | 0.512772 | 22 | + 2.6 | + 4.8 | 1.1 |
| 7935 Grenat | 0.5024 | 0.513525 | 16 | - | - | - |
| 7936 | 0.2267 | 0.513173 | 21 | +10.4 | + 8.5 | 0.27 |
| Métagabbros | | | | | | |
| 5503* | 0.2318 | 0.513269 | 56 | +12.3 | +10.1 | 1.0 |
| 5504* | 0.2196 | 0.513090 | 47 | + 8.8 | + 7.4 | - |
| 5505* | 0.3044 | 0.513479 | 42 | +16.4 | + 9.5 | 0.55 |
| 7452 | 0.2036 | 0.513071 | 14 | + 8.4 | + 8.0 | 1.2 |
| 7453 | 0.3060 | 0.513427 | 15 | +15.4 | + 8.4 | 0.46 |
| 7456 | 0.2212 | 0.513219 | 31 | +11.3 | + 9.8 | 1.4 |
| 7462 | 0.3421 | 0.513476 | 20 | +16.4 | + 7.1 | 0.39 |

* analyses provenant de Bernard-Griffiths and Cornichet (1985)

Tab.XI: composition isotopique du Nd des éclogites (unité inférieure) et métagabbros (unité supérieure) du complexe de Champtoceaux.

éclogites (ce volume, chapitre I, paragraphe 3.1) et des métagabbros (Pin and Lancelot, 1982). Dans certains massifs, des âges de magmatisme océanique plus anciens (Peucat et al., 1982) ou plus récents (Pin, 1986a) ont également été proposés. Néanmoins, un âge de magmatisme initial des protolithes des metabasites du complexe de Champtoceaux à environ 500 Ma sera considéré comme une hypothèse plausible.

Si l'on retient un tel âge pour le magmatisme, les calculs indiquent pour l'ensemble des éclogites (hormis l'échantillon 7458 qui sera traité en 4.2) une valeur moyenne $\epsilon Nd(T)(500 \text{ Ma}) = +6.0 \pm 1.6$. Cette dernière, bien que fortement positive, est significativement inférieure à la valeur théorique d'un manteau appauvri (Goldstein et al., 1984) à 500 Ma qui est de $+8.9 \pm 2.0$ (fig.41a). Les éclogites sont donc intermédiaires entre un magmatisme océanique franc avec une signature isotopique mantellique et des ensembles plus évolués du type arc insulaire ou marge active (Von Drach et al., 1986).

Pour leur part, les métagabbros présentent une moyenne $\epsilon Nd(T)(500 \text{ Ma}) = +8.6 \pm 1.2$ qui se situe clairement dans les valeurs du manteau appauvri à 500 Ma (fig.41b).

L'étude isotopique confirme donc à ce niveau la géochimie des éléments en traces, avec une origine océanique franche des gabbros et aussi probablement des éclogites, tout en n'excluant pas pour ces dernières une possible influence crustale. Cette contribution crustale pourrait s'illustrer (fig.41a) par une augmentation des âges modèles $T(DM)$ et une diminution des $\epsilon Nd(T)$ en fonction d'un taux de contamination croissant. La pondération des $\epsilon(Nd)$ initiaux des échantillons d'éclogites vers des valeurs moins fortement positives pourrait démontrer l'existence de mécanismes particuliers juxtaposant l'effet d'un composant crustal sur un manteau appauvri océanique. Le magmatisme initial à l'origine des protolithes des éclogites pourrait alors se situer dans un domaine de faible océanisation en considérant soit une "mémoire" crustale au niveau de la source - en quelque sorte un manteau "moins appauvri" (en LREE) - soit un possible apport terrigène dans la zone de magmatisme (comme il l'a été proposé dans le cas des éclogites des MCEA, voir chapitre I). Il faut cependant ajouter que l'hypothèse d'un âge de magmatisme des protolithes des éclogites à 500 Ma pourrait être inexacte. Ces roches ayant alors une valeur moyenne $\epsilon Nd(T)$ mantellique pour des âges de magmatisme de 1 à 1.5 Ga.

3.4/ Conclusion de l'étude géochimique.

L'étude géochimique des éléments en traces a permis de caractériser l'ensemble de ces metabasites comme des roches d'origine océanique. Les REE et la géochimie isotopique du Nd ont déterminé les particularités de chaque groupe.

(1) Les éclogites présentent des caractéristiques géochimiques de zones d'accrétion océanique peu matures (Golfe de Californie par exemple); il est possible que leur signature isotopique soit due à la faible participation d'un composant crustal.

(2) Les gabbros pour leur part sont comparables aux éléments des séquences océaniques actuelles et semblent dériver d'un manteau appauvri et même d'une zone source très appauvrie pour certains échantillons.

En conclusion de cette étude géochimique et isotopique, les éclogites de l'unité inférieure et les gabbros de l'unité supérieure du complexe de Champtoceaux montrent des particularités suffisamment significatives pour permettre de dissocier ces deux ensembles de roches quant aux sites géotectoniques des protolithes.

4/ GEOCHRONOLOGIE (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr).

4.1/ L'âge de la structuration du complexe de Champtoceaux.

Absence de tectonique Cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale)?
Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite.
par Jean-Louis Paquette, Jacques Marchand
et Jean-Jacques Peucat.

Bull. Soc. géol. France, 1984, (?), t.XXVI,
n.5, p.907-912.

4.2/ Existe-t-il des reliques d'un socle Precambrien ancien dans le complexe de Champtoceaux?

Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France.
by Jean-Louis Paquette, Jean-Jacques Peucat, Jean Bernard-Griffiths et Jacques Marchand.

Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 52 (1985), 203-216.

Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale) ? Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite

par JEAN-LOUIS PAQUETTE *, JACQUES MARCHAND ** et JEAN-JACQUES PEUCAT *

Mots clés. — Tectonique, Plutonisme, Ordovicien, Groupe leptyno-amphibolique, Géochronologie, U/Pb sur zircons. Bretagne méridionale.

Résumé. — De par sa position structurale, l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert est une composante essentielle du complexe cristallophyllien de Champtoceaux. Il a été daté à 485 ± 11 Ma par la méthode U-Pb sur zircons. Ce résultat confirme l'âge paléozoïque de la structuration du complexe de Champtoceaux et réfute les hypothèses d'une structuration cadomienne (600 Ma). Cette nouvelle donnée s'inscrit parfaitement dans le cadre d'un plutonisme acide d'âge ordovicien en Bretagne méridionale et confirme la stabilité du système U-Pb par rapport au système Rb-Sr dans les roches métamorphisées.

No evidence of Cadomian structure in the metamorphic series of Champtoceaux (South Brittany) Comparison of Rb-Sr and U-Pb systems of a metagranite

Abstract. — The Saint-Mars-du-Désert orthogneiss is a major component of the metamorphic series of the « nappe de Champtoceaux ». The U-Pb zircon method indicates an intersection on concordia at 485 ± 11 Ma, which represents the granite emplacement age.

The result confirms the paleozoic age of the structure of Champtoceaux series, but refutes the Cadomian structure hypothesis. This new datum is consistent with Paleozoic-Ordovician acid plutonism in South Brittany. It shows great accuracy of U-Pb zircon method in study of metamorphic rocks.

INTRODUCTION.

La « nappe cristallophyllienne de Champtoceaux » est une entité lithologique et structurale située en Bretagne méridionale (fig. 1) [Cogné, 1960]. Une étude récente [Marchand, 1981] propose de considérer cet ensemble comme le résultat d'un écaillage profond de plusieurs niveaux lithologiques et en particulier les groupes leptyno-amphiboliques qui sont considérés comme de véritables « mélanges tectoniques ».

Si à ce niveau, un consensus des différents auteurs est actuellement bien établi, il subsiste néanmoins un objet essentiel de divergence à propos de l'âge des matériaux impliqués dans le phénomène d'écaillage et l'âge de la mise en place des écailles. S'agit-il d'un groupe leptyno-amphibolique d'âge précambrien terminal, comme l'ont proposé Autran et Cogné [1980], ou bien d'un ensemble paléozoïque inférieur, tel le groupe de Marvejols [Pin, 1979] daté à l'Ordovicien ? L'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert (fig. 1), qui a subi l'évolution tectonique de Champtoceaux, était particulièrement adapté à résoudre ce problème.

I. — LE CONTEXTE STRUCTURAL : HISTORIQUE.

Historiquement, ce sont les données stratigraphiques et structurales qui ont conduit Cogné

[1966] à proposer un âge cadomien (600 Ma) pour la structuration d'un matériel briovérien de la « nappe de Champtoceaux ». Cette interprétation était guidée par l'idée que les terrains hautement métamorphisés jouaient le rôle d'un socle ancien pour un ensemble épimétamorphique sus-jacent : « la série des Mauges ». L'âge antépaléozoïque de cette série ayant été stratigraphiquement étayé [Cavet *et al.*, 1966] et par la suite démontré, car la série est surmontée par du Paléozoïque inférieur [Blaise *et al.*, 1970], il était logique de considérer le « Complexe de Champtoceaux » et sa mise en place comme d'âge précambrien. Cette hypothèse fut plus récemment reprise par Diot [1980].

Par contre, Lagarde [1978] suggéra, par analogie avec les propositions de Burg et Matte [1978] sur le Massif Central, un âge paléozoïque pour la mise en place des écailles tectoniques, sans préjuger de l'âge du matériel impliqué.

De plus, le « Complexe de Champtoceaux » présente des contacts anormaux avec toutes les unités géologiques environnantes [Marchand, 1981] (fig. 1) :

* Lab. de géochimie et géochronologie, Centre armoricain d'étude structurale des socles, C.N.R.S., Institut de géologie, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex.

** Lab. de minéralogie et pétrologie, Univ. de Nantes, 2, chemin de la Houssinière, 44072 Nantes cedex.

Note déposée le 28 octobre 1983, présentée à la séance du 5 décembre 1983 ; manuscrit définitif reçu le 8 février 1984.

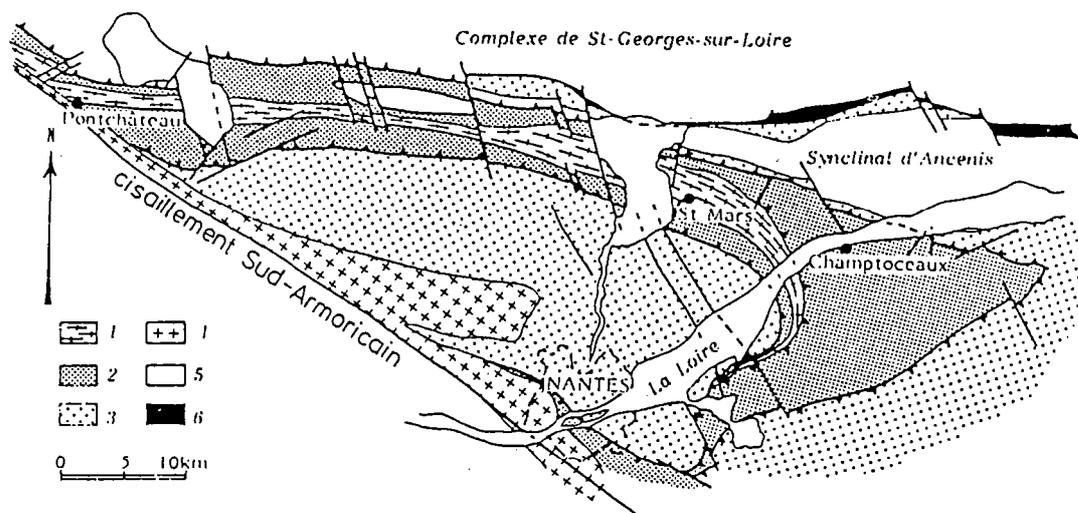


FIG. 1. — L'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert au sein du complexe cristallophyllien de Champtoceaux.

1 : orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert ; 2 : complexe de Champtoceaux ; 3 : séries épimétamorphiques des Mauves et de Mauves-sur-Loire (Briovérien) ; 4 : granites hercyniens ; 5 : sédiments paléozoïques ; 6 : Carbonifère (Namurien). (Le granite de la Picherais affleure sous forme de boudins dans la série 2, à environ 2 km au SW de Saint-Mars-du-Désert).

FIG. 1. — Saint-Mars-du-Désert orthogneiss outcrops within metamorphic series of Champtoceaux.

1 : Saint-Mars-du-Désert orthogneiss ; 2 : metamorphic series of Champtoceaux ; 3 : Brioverian epimetamorphic series (Mauves and Mauves-sur-Loire) ; 4 : Hercynian granites ; 5 : Paleozoic sediments ; 6 : Carboniferous (Namurian). (The granite of La Picherais, 2 km SW of Saint-Mars-du-Désert, crops out as boudins in the serie 2.)

— vers le SW le « Complexe » chevauche, par l'intermédiaire du « niveau leptyno-amphibolique du Cellier », la série épimétamorphique de Mauves-sur-Loire ;

— au Nord de la Loire, les contacts du « Complexe », soit avec la série de Saint-Georges-sur-Loire, soit avec le Synclinal d'Ancenis, se font par l'intermédiaire d'un accident tectonique majeur jalonné de lentilles de péridotites serpentinisées ;

— enfin, au Sud de la Loire, le contact avec la série des Mauves se fait le long d'une bande mylonitique.

Cet ensemble de données cartographiques est d'importance fondamentale, car il démontre l'individualité tectonique de la « structure de Champtoceaux », ce qui interdit toute tentative de corrélation stratigraphique entre le matériel de Champtoceaux et celui des unités environnantes.

Afin de préciser l'âge du « Complexe de Champtoceaux », la datation géochronologique était la seule approche possible.

II. — LES ÉTUDES GÉOCHRONOLOGIQUES ANTÉRIEURES.

La première tentative d'analyse isotopique a été effectuée par la méthode Rb-Sr sur roche totale

Bull. Soc. géol. Fr., 1984, n° 5

et minéraux séparés [Vidal *et al.*, 1970]. Le résultat obtenu de 560 ± 32 Ma (recalculé avec $\lambda_{87} \text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ et erreur à 2σ) pour les roches totales concernait en fait des roches de natures diverses (leptynites, quartzites et micaschistes) échantillonnées dans des unités structurales différentes (« Complexe de Champtoceaux » et « série des Mauves ») et par conséquent ne peut être retenu.

La seconde étude géochronologique des roches du « Complexe » a été réalisée sur l'orthogneiss de La Picherais (fig. 1) [Vidal *et al.*, 1980]. Les résultats obtenus, tant par la méthode Rb-Sr sur roche totale que U-Pb sur zircons, sont difficilement interprétables et ont conduit les auteurs à proposer un âge de mise en place du granite supérieur ou égal à 423 ± 10 Ma, mais pas plus ancien que le Protérozoïque supérieur ; des résultats qui ne résolvent pas le problème posé. Par contre, l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert qui constitue la principale formation orthogneissique du « Complexe de Champtoceaux » (fig. 1) apparaît plus favorable.

III. — L'ORTHOGNEISS DE SAINT-MARS-DU-DÉSERT.

1) *Généralités.* Cet orthogneiss n'a été individualisé comme tel que lors du lever de la feuille Ancennis au 1/50 000 [Marchand, feuille Ancenis 1/50 000]. Il peut être suivi sur toute la longueur de la struc-

ture arquée de Champtoceaux (fig. 1), soit environ 80 km.

Très laminé au Sud de la Loire, il s'élargit pour atteindre près de 5 km au Nord de la Loire et conserve une puissance d'environ 2 km jusqu'à sa terminaison occidentale, le long du cisaillement sud-armoricain.

Il convient de rapporter la gneissification à la première phase de déformation enregistrée dans la région, celle qui a induit la foliation généralisée à toute la série. La déformation et le métamorphisme seraient plus précisément liés à un phénomène de cisaillement, de direction actuelle N 110°. Cette déformation, qui s'est effectuée dans le domaine thermodynamique de la biotite (mésozone), s'est traduite par le développement de couloirs de cisaillement qui font alterner des zones d'aspect mica-schisteux et des orthogneiss dans lesquels la texture granitique quoique très orientée, est encore reconnaissable.

2) *Pétrographie.* Dans les domaines les moins déformés, la roche est claire, jaunâtre, à cristaux plurimillimétriques et à structure fortement orientée. La composition minéralogique est celle d'un granite à muscovite et biotite dont les micas soulignent bien la linéation à l'échelle de l'échantillon.

Le feldspath potassique, en cristaux parfois centimétriques est plus ou moins perthitique; le plagioclase est un oligoclase (An 18) souvent séricitisé. Les minéraux accessoires sont bien ceux des granites avec localement le développement de petits grenats tardi- ou post-tectoniques.

La gneissification du granite initial s'est accompagnée, à la base du massif, d'un début de différenciation anatectique.

3) *Structures.* L'étude structurale de l'ensemble du « Complexe de Champtoceaux » montre clairement que la mégastucture actuellement observable résulte en fait de la superposition de deux phases principales de déformation. Après un premier épisode tectonique correspondant à la mise en place des écaillés chevauchantes et responsable de l'acquisition de la foliation majeure de l'unité structurale de Champtoceaux, une seconde phase de déformation provoque le plissement de toute la structure autour d'un axe, d'orientation approximative Est-Ouest, plongeant vers l'Est.

Ces deux épisodes de la déformation du « Complexe » ont été particulièrement bien enregistrés par le granite de Saint-Mars-du-Désert. La première phase a provoqué la gneissification du granite et la seconde phase la torsion de toute la structure, au cœur de laquelle se trouve cet orthogneiss.

IV. — ÉTUDE GÉOCHRONOLOGIQUE.

1) *Étude Rb-Sr sur roche totale.* L'étude a été effectuée sur sept échantillons de l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert. Six points expérimentaux (tabl. I) reportés dans le diagramme isochrone (fig. 2) définissent un alignement approximatif

| Echantillons | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Rb (ppm) | Sr (ppm) | Rb/Sr | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ |
|--------------|---------------------------------|----------|----------|-------|---------------------------------|
| 5481 | 0,74944 ± 14 | 71 | 30,3 | 2,30 | 5,58 |
| 5482 | 0,72523 ± 14 | 46,2 | 47,5 | 0,97 | 2,81 |
| 5483 | 0,77012 ± 16 | 103 | 29,0 | 3,55 | 10,3 |
| 5484 | 0,77153 ± 26 | 136 | 37,4 | 3,65 | 10,6 |
| 5485 | 0,74242 ± 12 | 103 | 43,6 | 2,37 | 6,88 |
| 5486 | 0,78952 ± 14 | 152 | 31,9 | 4,77 | 13,9 |
| 5487 | 0,72873 ± 12 | 28,6 | 28,7 | 0,999 | 2,89 |

TABLE I. — Données Rb-Sr — Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert. Les âges sont calculés avec la méthode de York [1966], avec la constante de désintégration $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}\text{an}^{-1}$.

TABLE I. — Rb-Sr data for Saint-Mars-du-Désert orthogneiss. Ages were calculated according to the method of York [1966], using the decay constant $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$.

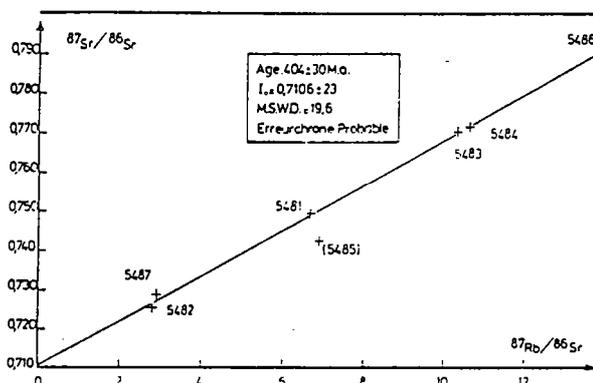


FIG. 2. — Diagramme Rb-Sr sur roche totale. Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert. Le point 5485 n'est pas utilisé pour le calcul.

FIG. 2. — Whole rock Rb-Sr diagram for Saint-Mars-du-Désert orthogneiss. Point 5485 is not used for the calculation.

autour d'une droite de référence à 404 ± 30 Ma (à $2\sigma \times \sqrt{\text{M.S.W.D.}}$). Cette dernière valeur n'est pas significative du fait du fort indice de déviation pondéré. La dispersion est probablement causée par une modification du système Rb-Sr de la roche à la suite du métamorphisme responsable de la gneissification du granite primitif.

2) *Étude U-Pb sur zircons.* Les zircons utilisés proviennent d'un échantillon d'environ 80 kg de

roche fraîche prélevée dans la carrière de la Pomme-raie, près de Saint-Mars-du-Désert. Les individus sont subautomorphes, en forme de prismes bipyramidés, de teinte brune à jaune miel. Ils sont peu limpides, fracturés, zonés et renferment de nombreuses inclusions; ils peuvent parfois présenter un peu de corrosion et de très légères surcroissances. La population est très homogène; cinq fractions granulométriques, non magnétiques ont été analysées.

| Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | |
|--------------------|----------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| 120 - 132 (1) | 1159 | 75 | 1255 | 0,05658 | 0,16529 | 0,08101 | 0,47675 | 0,05667 |
| 120 - 132 (2) | 717 | 61 | 1194 | 0,06060 | 0,17860 | 0,06296 | 0,49509 | 0,05703 |
| 80 - 100 (1) | 725 | 45 | 2358 | 0,06279 | 0,14861 | 0,05497 | 0,42960 | 0,05668 |
| 55 - 80 (4) | 1011 | 57 | 1129 | 0,06073 | 0,17358 | 0,05452 | 0,42597 | 0,05666 |
| 37 - 55 (5) | 1042 | 48 | 1377 | 0,06737 | 0,17172 | 0,04421 | 0,34659 | 0,05656 |

TABLE II. — Données U-Pb. Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert. Les constantes de désintégration utilisées sont : $\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10}\text{an}^{-1}$, $\lambda^{235}\text{U} = 9,8485 \times 10^{-10}\text{an}^{-1}$.

Les rapports isotopiques utilisés pour la correction du plomb commun sont : Pb $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,0$; Pb $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,5$; Pb $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,0$ (Pb* = Pb radiogénique).

TABLE II. — U-Pb dated for zircons from Saint-Mars-du-Désert orthogneiss. Uranium decay constants used were : $\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$, $\lambda^{235}\text{U} = 9,8485 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$.

Common lead is assumed to have the following ratios : Pb $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,0$; Pb $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,5$; Pb $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,0$ (Pb* = radiogenic lead).

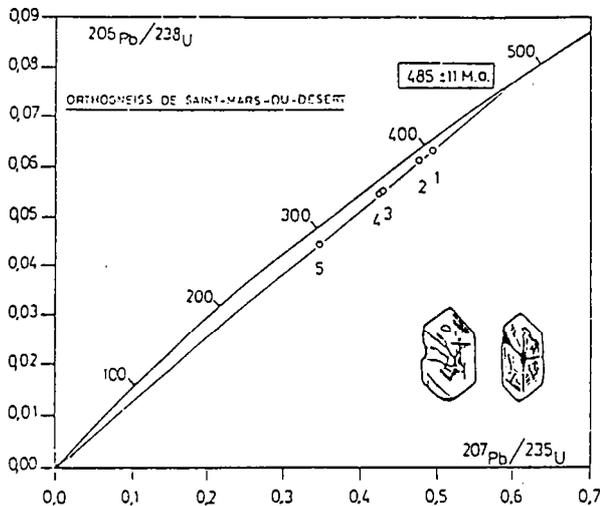


FIG. 3. — Diagramme concordia des zircons de l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert.

FIG. 3. — Concordia diagram for zircons from Saint-Mars-du-Désert orthogneiss.

Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau II et regroupés sur la figure 3. Les différentes fractions analysées définissent une droite

discordia ayant un intercept haut avec la courbe Concordia à 485 ± 11 Ma (2σ). L'intercept bas passe par l'origine du diagramme; de ce fait, il est difficile de distinguer les effets d'une perte épisodique ou d'une perte continue de plomb radiogénique.

Nous pouvons interpréter cet âge de 485 ± 11 Ma comme l'âge de cristallisation des zircons et, *a fortiori*, l'âge de cristallisation du granite.

V. — DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS.

Les études cartographiques et lithologiques illustrent l'individualité tectonique du complexe de Champtoceaux et écartent toute tentative de chronologie relative avec les séries sédimentaires environnantes. La mise en place antétectonique de ce granite, attestée par l'existence de deux phases de déformation reconnues régionalement, a été datée à 485 ± 11 Ma. Ce résultat implique pour la structuration et le métamorphisme mésozonal associé un âge paléozoïque. Il n'existe donc pas de structuration cadomienne, dans la mesure où aucune phase antérieure n'a été reconnue jusqu'à présent sur le terrain. L'âge de cet épisode de métamorphisme est probablement à corréler avec celui reconnu en Bretagne méridionale au Siluro-Dévonien [Vidal, 1973; Peucat *et al.*, 1977; Peucat *et al.*, 1978; Vidal, 1980]; un épisode qui semble généralisé à l'ensemble de la chaîne hercynienne, il a notamment été défini comme un événement acadien dans le Massif Central [Bernard-Griffiths, 1977]. La datation du métamorphisme éclogitique daté à 436 ± 15 Ma en Vendée, à 384 ± 6 Ma en Baie d'Audierne [Peucat *et al.*, 1982] et à 413 ± 16 Ma à Champtoceaux [Paquette *et al.*, sous presse] conforte cette interprétation.

L'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert doit être comparé aux autres orthogneiss de Bretagne méridionale qui ont été datés à : 474 ± 5 Ma : Moëlan [Vidal, 1972; Calvez, 1976], 463 ± 17 Ma : Roguedas-Arradon [Peucat *et al.*, 1978], 466 ± 12 Ma : Tréauray et 450 ± 8 Ma : Quimperlé [Peucat, 1983]. La concordance des âges mesurés permet d'affirmer que cette roche s'inscrit parfaitement dans un contexte régional de magmatisme ordovicien.

L'importante dispersion des points (MSWD = 20 en écartant un point de calcul) dans le diagramme isochrone ne nous permet pas de considérer cet âge de 404 ± 30 Ma comme significatif. De semblables constatations avaient déjà été faites en Bretagne Sud [Peucat, 1983], où plusieurs datations Rb-Sr sur roches totales (Tréauray, Arzal) s'étaient révélées totalement erronées. A l'opposé, l'orthogneiss de Moëlan a été daté de l'Ordovicien, conjointement en Rb-Sr et U-Pb sur zircons [Vidal, 1972; Calvez,

1976]; une semblable observation a été effectuée pour un orthogneiss alcalin de la Montagne Noire daté du Cambrien supérieur [Ducrot *et al.*, 1979]. Il apparaît donc, à la lumière de ces exemples, que le chronomètre Rb-Sr peut parfois se trouver perturbé par le métamorphisme amenant la gneissification. Il devient souhaitable de corréler les mesures obtenues en Rb-Sr sur ce type de roches avec les résultats livrés par un autre chronomètre, moins sensible au métamorphisme, telle la méthode U-Pb sur zircons.

Cette datation à 485 ± 11 Ma peut être directement

rapprochée des résultats obtenus sur le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Massif Central) où les termes acides orthodérivés ont été datés à 482 ± 10 Ma [Pin *et al.*, 1982]. Cette similitude avec les âges ordoviciens obtenus à Champtoceaux reflète probablement une unité des événements magmatiques acides, symptomatiques de phénomènes distensifs, dans ces deux groupes leptyno-amphiboliques. Ce magmatisme qui semble généralisé à toute la chaîne hercynienne, depuis l'Espagne [Kuijper *et al.*, 1982] jusqu'à la Bohême [Vidal *et al.*, 1975].

Références

- AUTRAN A. et COGNÉ J. (1980). — La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26^e C.G.I. Paris, C.G., p. 90-108.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J. M. et DUTHOU J. L. (1977). — Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in French Western Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, p. 199-212.
- BLAISE J., CAVET P. et LARDEUX H. (1970). — Les relations entre Briovérien et Paléozoïque sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-Le-Vieil et Chalons (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif Armoricaire). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XII, p. 5-14.
- BURG J. P. et MATTE Ph. (1978). — A cross section through the French Massif Central and the Scope of its Variscan Geodynamic Evolution. *Z. dtsch. Geol. Gesell.*, vol. 129, p. 429-460.
- CALVEZ J. Y. (1976). — Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan. Thèse 3^e cycle, Rennes, 74 p.
- CAVET P., GRUET M. et PILLET J. (1966). — Sur la présence du Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon (Maine-et-Loire) dans le Nord-Est du Bocage vendéen (Massif Armoricaire). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 263, sér. D, p. 1685-1688.
- COGNÉ J. (1960). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Thèse d'état. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 382 p.
- COGNÉ J. (1966). — Une « nappe » cadomienne de style pennique : la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Anceis (Bretagne-Anjou). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, 2, p. 107-136.
- DIOT H. (1980). — Recherche structurales dans la partie orientale du domaine Ligérien (Massif Armoricaire). Thèse de 3^e cycle, Nantes, 147 p.
- DU CROT J., LANCELOT J. et REILLE J. L. (1979). — Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXI, n° 4, p. 501-505.
- KUIJPER R. P., PRIEM H. N. A. et DEN TEX E. (1982). — Late Archaean-early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the Paleozoic orogen of Western Galicia, N.W. Spain. *Precambrian Res.*, 19, p. 1-29.
- LAGARDE J. L. (1978). — La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Champtoceaux-Canigou-Roc de France. Thèse de 3^e cycle, Rennes, 164 p.
- MARCHAND J. (1978). — Feuille d'Ancenis au 1/50 000. B.R.G.M. édit., XIII-22.
- MARCHAND J. (1981). — Écaille d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 293, sér. II, p. 223-228.
- PAQUETTE J. L., PEUCAT J. J., BERNARD-GRIFFITHS J. et MARCHAND J. (1984). — Archean in Brittany ? New U-Pb zircon data of eclogite (Champtoceaux, France). *Isotope Geoscience : Isotope systematics and the geochronology of eclogites*. Sous presse.
- PEUCAT J. J. (1983). — Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricaire et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 28.
- PEUCAT J. J. et COGNÉ J. (1977). — Geochronology of some blueschists from Ile de Groix, France. *Nature*, 268, n° 5616, p. 131-132.
- PEUCAT J. J., LE METOUR J. et AUDREN C. (1978). — Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 2, p. 163-167.
- PEUCAT J. J., VIDAL P., GODARD G. et POSTAIRE B. (1982). — Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : and old oceanic crust in the West European Hercynian belt ? *Earth Planet. Sc. Lett.*, 60, p. 70-78.
- PIN C. (1979). — Age à 482 Ma des roches orthodérivées du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Lozère, Massif Central français), déterminé par la méthode U-Pb sur zircons. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 291-294.
- PIN C. et LANCELOT J. (1982). — U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- VIDAL P. (1972). — L'âge granitique de Moëlan-Lavaux (Sud du Massif Armoricaire) : mise en évidence par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pen-

- dant le Paléozoïque inférieur. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, IV, 2, p. 75-89.
- VIDAL P. (1973). — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XV, p. 239-245.
- VIDAL P. (1980). — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 24, 162 p.
- VIDAL P., COGNÉ J. et BONHOMME M. (1970). — Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 271, p. 1737-1740.
- VIDAL P., PEUCAT J. J. et LASNIER B. (1980). — Dating of granulites involved in the hercynian fold belt of Europe : an example taken from the granulite facies orthogneiss at La Picheais, Southern armorican Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 283-289.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R., FEDIVK F., HAMEURT J. et WALDHAUSROVA J. (1975). — Radiometric age of volcanics of the Cambrian Krivoklat Rokycany complex, Bohemian massif. *Geol. Rundsch.*, 64, 2, p. 563-570.
- YORK D. (1966). — Least square fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 44, p. 1079-1086.

EVIDENCE FOR OLD PRECAMBRIAN RELICS SHOWN BY U—Pb ZIRCON DATING OF ECLOGITES AND ASSOCIATED ROCKS IN THE HERCYNIAN BELT OF SOUTH BRITTANY, FRANCE

J.L. PAQUETTE¹, J.-J. PEUCAT¹, J. BERNARD-GRIFFITHS¹ and J. MARCHAND²

¹ *Centre Armoricaïn d'Étude Structurale des Socles, Institut de Géologie, Laboratoire de Géochimie—Géochronologie, 35042 Rennes Cédex (France)*

² *Université de Nantes, Laboratoire de Minéralogie et Pétrologie, 44072 Nantes Cédex (France)*

(Accepted for publication December 12, 1984)

Abstract

Paquette, J.L., Peucat, J.-J., Bernard-Griffiths, J. and Marchand, J., 1985. Evidence for old Precambrian relics shown by U—Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of south Brittany, France. In: D.C. Smith and Ph. Vidal (Guest-Editors), *Isotope Geochemistry and Geochronology of Eclogites*. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 52: 203–216.

U—Pb dating of zircon from an eclogite of the Champtoceaux Complex, south Brittany, has yielded an upper intercept age of 2208 ± 39 Ma. This age is interpreted as representing contamination processes or the emplacement of an eclogite protolith having geochemical affinities with intermediate rocks of calc-alkaline magmatic series. The lower intercept on the concordia diagram is interpreted as the age of the high-pressure—high-temperature metamorphic event at 413 ± 16 Ma.

Results obtained on a serpentinite from the Baie d'Audierne Complex indicate an ultrabasic protolith crystallization age older than 840 Ma. Taken in conjunction with published upper intercept ages of 1300 Ma for the eclogite protoliths from the Vendée and the Baie d'Audierne, the present data would suggest the existence of relics of a Precambrian basement in south Brittany.

The geological history of this basement can be summarized as follows:

(1) a magma of intermediate composition emplaced during the early Proterozoic, around 2.2 Ga ago, in an active margin-type tectonic environment. This date is in agreement with the possible existence of continental crust as old as Archaean in south Brittany, as shown by the presence of inherited zircons in Palaeozoic formations with upper intercept ages around 2.5 Ga;

(2) eclogite protoliths were preserved in a continental crustal environment as far as 440–380 Ma;

(3) around 400 Ma eclogite-facies metamorphism affected the ancient basement rocks of south Brittany, probably as a result of continental collision during the early stage of the Hercynian orogeny. The regional zonation of the Siluro-Devonian high-pressure event (436–413–384 Ma) throughout the south Brittany area could be due to a succession of small collisions or related to the convergence of plates with irregular outlines.

1. Introduction

The U—Pb zircon dating method is of sufficient resolution to reveal the premetamorphic and metamorphic history of eclogites. In this way, the existence of an ancient oceanic crust within the West European Hercynian belt has been proposed (Peucat et al., 1982). Since eclogite protoliths can be of various origins, eclogites themselves can provide fundamental evidence for the geodynamic evolution of an orogenic belt. Eclogites are produced by major tectonometamorphic events and are often characteristic of the tectonic zones near ancient convergent plate boundaries. These basic rocks are little affected by partial melting during regional metamorphism and are thus more likely to preserve evidence of their previous history.

The Variscan belt of Western Europe contains small scattered outcrops of eclogite which can be traced through various basic complexes from the Iberian Peninsula to the Bohemian Massif. A combined geochronological and geochemical study has been undertaken on the eclogites of the Champtoceaux crystalline basement complex. The combination of U—Pb zircon dating and whole-rock rare-earth element (REE) geochemistry provides an efficient tool for this study. Such an approach depends on the constraints provided by REE abundance patterns to help in the interpretation of U—Pb zircon data.

Section 3 of this paper is concerned with new geochronological data obtained on various high-pressure metamorphic formations of the Baie d'Audierne Complex which also gives information on the existence of an ancient crustal history.

The final part of this study is a discussion on the regional zonation in the ages of high-pressure metamorphic events in the Southern Armorican Massif. A general model of palaeogeodynamic evolution is proposed incorporating these new data.

2. Eclogites of the Champtoceaux Complex

2.1. Geological setting

The Champtoceaux Complex is a "nappe-like" structure in the Ligerian domain of the Armorican Massif (Cogné, 1966). This domain extends over southern Brittany and belongs to the Variscan fold-belt of N.W. Europe (Fig. 1). Eclogites within this area are restricted to the Champtoceaux Complex, the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex and the "Horst des Essarts" in the Vendée.

The Champtoceaux Complex contains a leptynite—amphibolite group made up of metabasic rocks, eclogites, metagabbros (sometimes coronitic; Lasnier, 1970) and serpentinites which are dispersed within an envelope of gneissic country rocks (Fig. 1). This leptynite—amphibolite group has been recently interpreted in terms of a deep-level structural mélange (Marchand, 1981). U—Pb zircon dating of orthogneisses within the complex indicates that major deformations occurred during the Palaeozoic after 485 ± 11 Ma (Paquette et al., 1984).

The Champtoceaux eclogites occur within a thin discontinuous band (Le Cellier Formation), associated with amphibolites, and crop out as boudins in a gneissic envelope. According to the scheme of classification proposed by Coleman et al. (1965), these eclogites are of type B.

2.2. Petrological description of the analysed sample

These are two main varieties of eclogite occurring within the Champtoceaux Complex:

(1) Fay-type eclogites, with large kyanite crystals and accessory quartz;

(2) Le Cellier-type eclogites, containing atollated garnets with quartz inclusions (Godard, 1981).

The two types are characteristically very fine-grained. The sample analysed in this

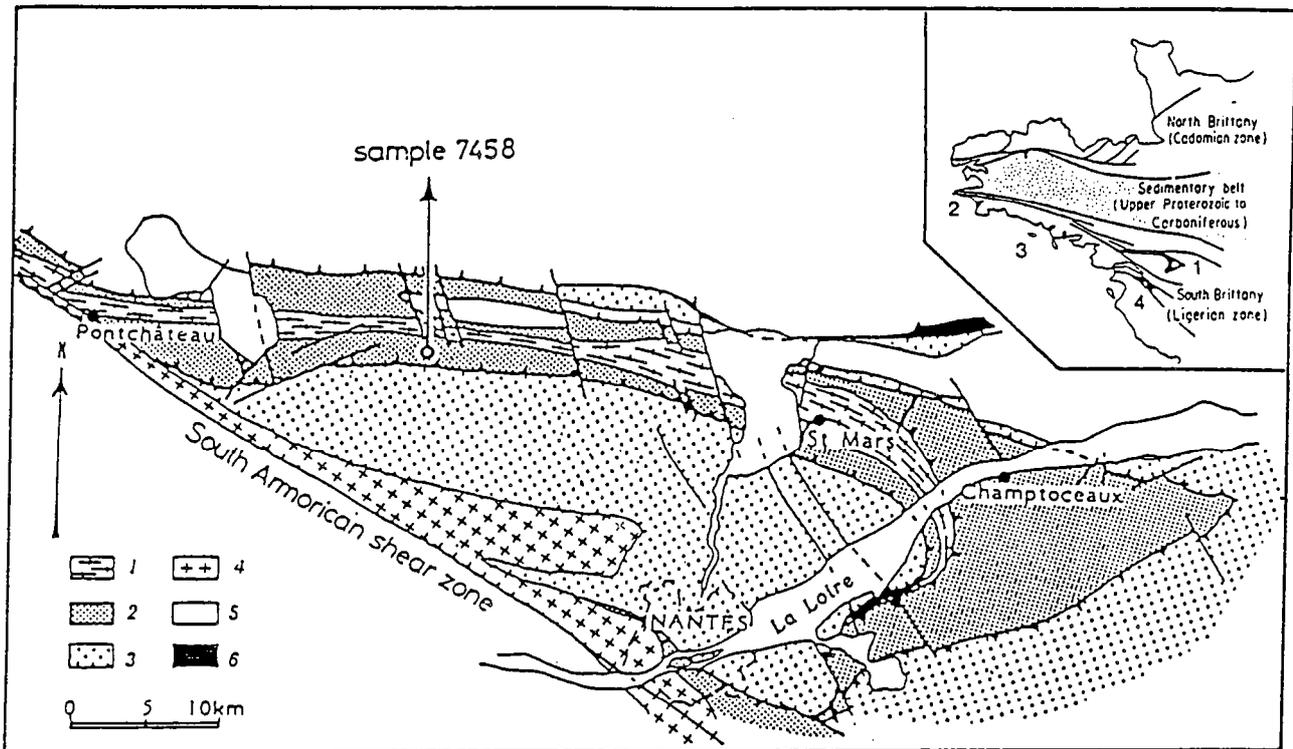


Fig. 1. Geological sketch map of Champtoceaux Complex [1 = Saint Mars-du-Désert orthogneiss; 2 = metamorphic series of Champtoceaux (including eclogites); 3 = Brioverian epimetamorphic series; 4 = Hercynian granites; 5 = Palaeozoic sediments; 6 = Carboniferous (Namurian)].

Inset: Basic and ultrabasic complexes of south Brittany, France [1 = Champtoceaux Complex; 2 = Baie d'Audierne Complex; 3 = Île de Groix; 4 = Vendée (Horst des Essarts)].

study (No. 7458) was collected at La Richaudais, 1 km to the north of Fay-de-Bretagne (Fig. 1). It is a massive, greyish and fine-grained (1 mm) rock with some garnet crystals attaining a diameter of 1 mm. This eclogite is intermediate in type between the Fay type (kyanite) and the Le Cellier type (atolled-garnet). The studied sample is very fresh and shows no trace of amphibolitization. The eclogite paragenesis consists of:

(a) Sub-automorphic garnet (with quartz, clinopyroxene, rutile and white-mica inclusions). The mean composition of the core is: almandine 59%, pyrope 16%, grossularite 23%, while the rim is richer in MgO and poorer in CaO: almandine 51%, pyrope 33% and grossularite 15%.

The zoning of these garnets (with some of them showing atolled structures) is con-

sistent with prograde metamorphic growth during eclogite-facies conditions.

(b) Na-omphacite: jadeite 56.67%, aegirine 6.63%, augite 36.70% (calculation model; Godard, 1981).

(c) Quartz, kyanite, rutile and zircon.

(d) The primary white mica is pure paragonite with 0.35% K_2O and 0.30% Na_2O . Paragonite has already been described in the eclogites of the Champtoceaux Complex (Velde, 1970), but this generation of white mica was associated with glaucophane in retrograde metamorphic parageneses. There is no amphibole in this rock, so it is possible that the presence of paragonite is due to the high content of Na_2O (4.78%) in the rock, whilst the absence of K_2O renders phengite development impossible.

The physical conditions of metamorphism

are estimated at 700°C; both the Holland (1980) method and the Currie and Curtis (1976) method give a minimum pressure of ~ 16–17.5 kbar. A check on these thermodynamic estimates has been attempted using the garnet–paragonite assemblage, according to the Krogh and Råheim method (1978). The result is 730°C at 15-kbar pressure. All these estimates taken together indicate an equilibrium temperature of 700–750°C at a minimum pressure of 17 kbar.

2.3. U–Pb zircon data

The sample (No. 7458) selected for this study is relatively rich in zircon, ~ 100 mg of zircon separate per 100-kg whole rock. The zircon population is very homogeneous, yellowish orange in colour with a prismatic magmatic habit that is often fragmented and generally highly corroded but not worn (cf. Plate I). The grains contain some inclusions and, for the most part, exhibit a clear zoning although cores are not apparent under the microscope. Such characteristics are very different from the oval translucent zircons which are usually observed in high-pressure metabasic rocks. The high U content of zircons (300–400 ppm) from the studied sample is also another feature which contrasts with zircons of mid-ocean ridge basalt (MORB) -type eclogitic protoliths (< 100 ppm U; Table I).

U–Pb radiometric analyses were per-

formed on six separate fractions of zircons, each weighing ~ 5 mg, following methods set out by Krogh (1973). Pb was loaded onto single rhenium filaments (with silicagel) and U onto single oxidized tantalum filaments and were analysed on a Cameca® TSN 206 mass spectrometer (30-cm radius, 60° sector, 10 kV accelerating voltage). The high values of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio measured in this study (3000–6000; Table I) show that the total blank levels are very low (< 1 ng) and that errors connected with the common Pb correction are negligible. Errors (2σ) are calculated with York's (1966) program modified by R. Charlot (unpublished data).

The finer-grained zircon fractions are richer in U and also more discordant on a U–Pb concordia diagram (Fig. 2; Table I). All the fractions taken together define a discordia line (in Fig. 2) which intersects concordia at 2208 ± 39 Ma and 413 ± 16 Ma (M.S.W.D. = 0.88). This upper intercept at 2208 Ma may represent either an inherited age or the emplacement age of the eclogite protolith. The lower intercept age of 413 Ma is consistent with ages of high-pressure metamorphism known elsewhere in southern Brittany (Peucat, 1983), so it is proposed that this 413-Ma event was responsible for the episodic loss of radiogenic Pb which produced the observed discordance of the zircon analytical points. It is nevertheless possible to also interpret this discordance as

TABLE I

U–Pb data for zircons from Fay-de-Bretagne eclogite (No. 7458)

| Size fraction (μm) | Concentrations | | Isotopic ratios | | | | Apparent ages (Ma) | | |
|------------------------------------|----------------|--------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| > 132 | 325 | 48 | 4,054 | 0.1394 | 2.063 | 0.1073 | 841 | 1,137 | 1,754 |
| 120–132 | 355 | 49 | 3,662 | 0.1322 | 1.905 | 0.1045 | 800 | 1,083 | 1,706 |
| 100–120 | 378 | 50 | 3,243 | 0.1271 | 1.819 | 0.1038 | 771 | 1,052 | 1,694 |
| 80–100 | 395 | 50 | 3,461 | 0.1223 | 1.686 | 0.1000 | 744 | 1,003 | 1,624 |
| 55–69 | 431 | 50 | 6,974 | 0.1130 | 1.487 | 0.0955 | 690 | 925 | 1,538 |
| 37–55 | 414 | 46 | 5,338 | 0.1076 | 1.398 | 0.0942 | 659 | 888 | 1,512 |

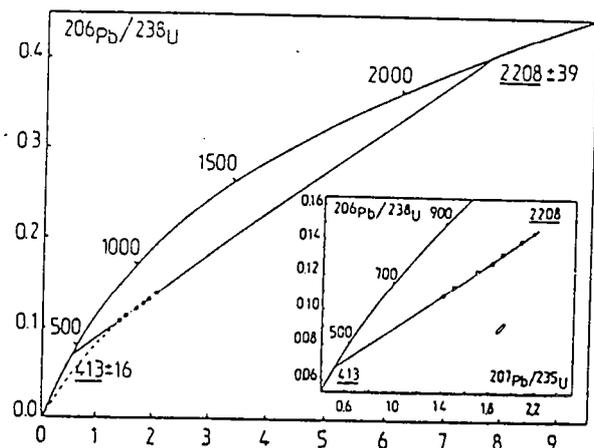


Fig. 2. Concordia diagram for zircons from Fay-de-Bretagne eclogite (No. 7458).

resulting from radiogenic Pb loss by continuous diffusion. In that case, the lower intercept at 413 Ma would be of no geological significance.

TABLE II

Major- and rare-earth (REE) element data for the Fay-de-Bretagne eclogite

| Eclogite 7458 | |
|---------------------------------------|--------|
| SiO ₂ (wt.%) | 56.48 |
| Al ₂ O ₃ | 19.80 |
| Fe ₂ O ₃ (Σ Fe) | 5.61 |
| MnO | 0.07 |
| MgO | 4.54 |
| CaO | 6.03 |
| Na ₂ O | 4.78 |
| K ₂ O | < 0.05 |
| TiO ₂ | 0.96 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 |
| H ₂ O* | 0.27 |
| Total | 98.7 |
| La (ppm) | 43.9 |
| Ce | 94.3 |
| Nd | 46.3 |
| Sm | 9.32 |
| Eu | 2.64 |
| Gd | 6.91 |
| Dy | 5.34 |
| Er | 3.12 |
| Yb | 3.29 |
| Lu | 0.54 |

2.4. Geochemistry

The major-element geochemistry of this sample (Table II) bears certain similarities to andesites and basaltic andesites from the calc-alkaline magmatic series of present-day island arcs (Jakeš and Gill, 1970; Jakeš and White, 1972). The low K₂O contents (< 0.05%) are probably due to mobility affecting elements as K, Rb, Sr, Ba, etc., during high-pressure metamorphism. Furthermore, it has been shown that eclogite-facies metamorphism in the Vendée has disturbed the Rb–Sr whole-rock system by increasing Rb/Sr and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (Peucat, 1983; Peucat and Vidal, 1985), so it would appear necessary to choose elements that are immobile during this type of metamorphism in order to characterize the protolith geochemistry.

Until quite recently, REE geochemistry has been seldom used in the study of eclogites. Various workers (e.g. Montigny and Allègre, 1974; Bernard-Griffiths and Jahn, 1981; Peucat et al., 1983; Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985, this special issue) have used the REE to compare eclogite samples with recent volcanics of known tectonic environments, assuming a low mobility

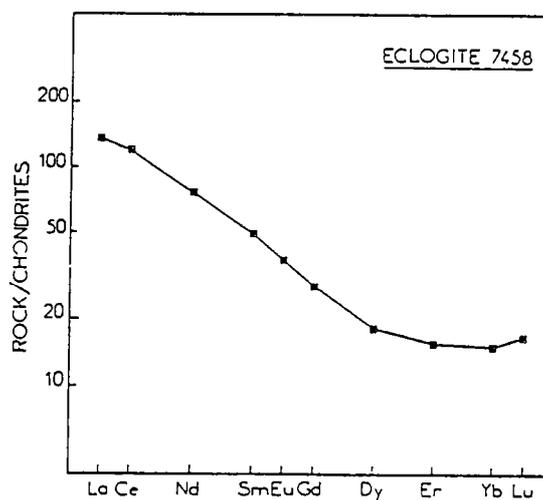


Fig. 3. Chondrite-normalized rare-earth element (REE) distribution pattern for the Fay-de-Bretagne eclogite (No. 7458).

for the REE during eclogite-facies metamorphism.

REE concentrations were measured on the whole-rock sample, using the isotope dilution mass spectrometric methods described in Jahn et al. (1980). The chondritic values are taken from Masuda et al. (1973) and divided by 1.2. The REE pattern obtained in this study (Fig. 3) exhibits a strong fractionation of the light rare-earth elements (LREE) ($La_N/Sm_N \approx 3$), an absence of Eu and Ce anomalies and a flat to concave heavy rare-earth element (HREE) distribution. Abundances vary between 139 × chondrites for La and 15 × chondrites for HREE. The REE pattern and concentrations are fairly consistent with an igneous rock of intermediate composition.

2.5. Discussion and interpretation

In the light of the data presented in this study, it is now necessary to interpret the possible significance of the 2.2-Ga zircon upper intercept age obtained on a sample of eclogite from the Champtoceaux Complex. Two alternative hypotheses can be considered:

(1) The protolith whole-rock system has been contaminated, the zircon population is inherited from a pre-existing source area. In that case, the initial crystallization age of the eclogite protolith is unknown.

(2) Zircon contained in the eclogite, are contemporaneous with the protolith and record of crystallization of the whole-rock system ~ 2208 Ma ago.

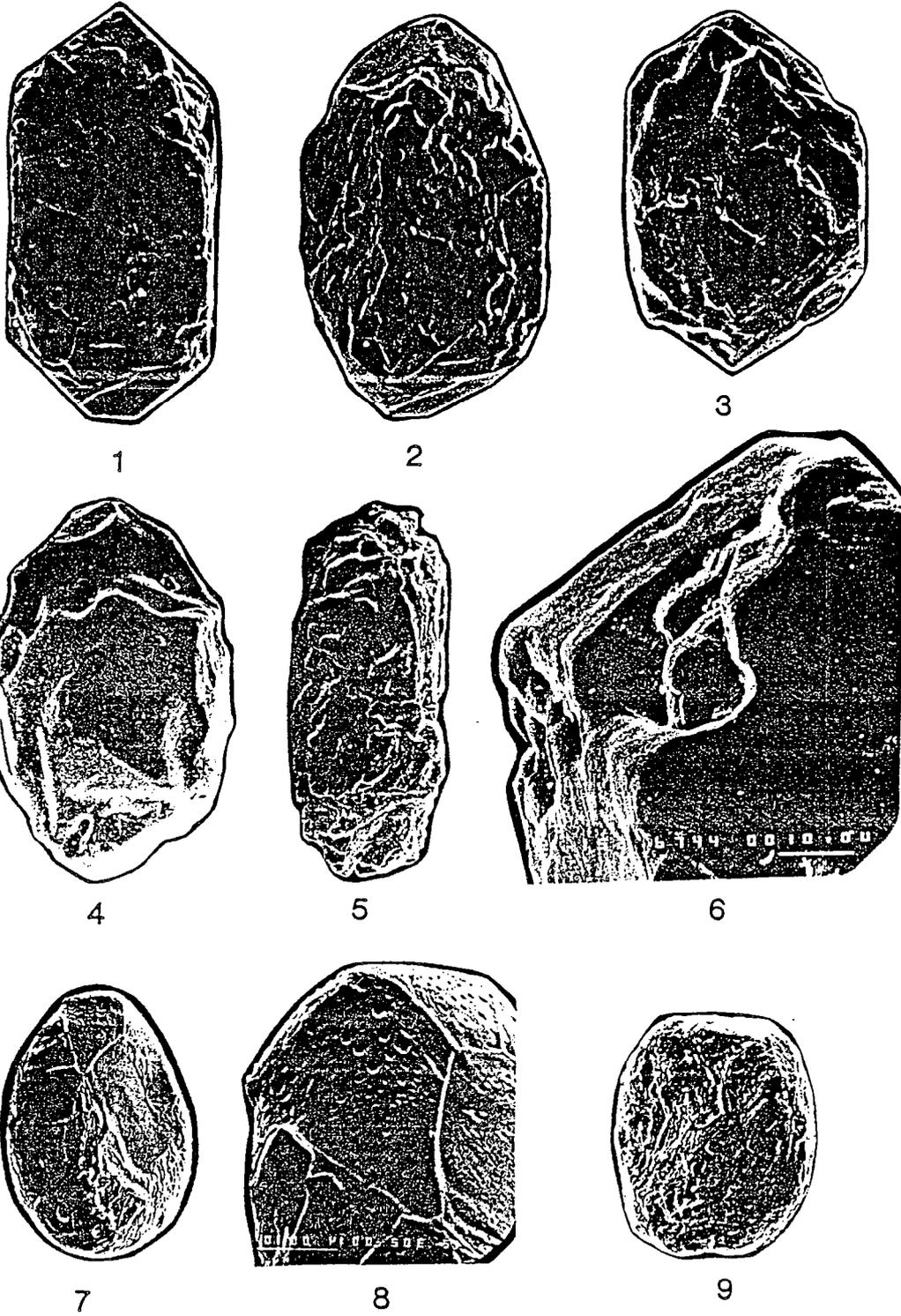
If the contamination hypothesis was true, then the homogeneity of the zircon population (morphology, colour, zoning, etc.) would suggest derivation of the zircons from a monogenetic source rock. Thus it would be necessary to invoke the mixing of zircon-poor undifferentiated material such as tholeiitic basalt with a zircon-rich highly differentiated igneous rock type. The contamination of basaltic liquids with granitic material could

produce an intermediate rock type with a relative LREE enrichment and a zircon population showing the original magmatic crystalline habit. However, such a mixing hypothesis is in contradiction with the data on liquid immiscibility put forward by Irvine (1975); in any case, this mixing implies the existence of a 2208-Ma old acid magma.

Contamination of basaltic protoliths by oceanic sediments is also unlikely, since no MnO and Ce anomalies are observed (see Table II and Fig. 2: MnO content = 0.07% and absence of any negative Ce anomaly). The presence of important negative Ce anomalies and high contents of MnO (> 1–2%) are thought to be characteristic of contamination by oceanic sediments (Jahn and Liou, 1977). Finally, a strong argument against sedimentary contamination is provided by the fresh appearance of zircon crystalline faces, partially preserved from metamorphic corrosion, which implies lack of mechanical wear during erosion and sedimentary transport. Therefore, there is no evidence in agreement with the contamination hypothesis.

In the second alternative hypothesis, the zircons are cogenetic with the magmatic protolith of the eclogite. This hypothesis is strongly supported by the bipyramidal habit and high U contents of the zircons, which are compatible with the major- and trace-element geochemistry of the whole-rock eclogite. The geochemistry of the whole-rock sample is very similar to that of igneous rock of intermediate composition belonging to the calc-alkaline series.

Since contamination would appear very unlikely, the 2.2-Ga zircon age probably corresponds to the age of the initial protolith crystallization. Thus, the analysed sample may represent the relics of an ancient basement (> 2 Ga) that existed in the Ligerian domain of the Armorican Massif, before the generation of the oldest recognized oceanic crust ~ 1300 Ma ago (Peucat et al., 1982). The next section deals with other evidence for the existence of such a basement in southern Brittany.



Corroded zircons of eclogite from Champtoceaux (1-6) and pitted zircons of serpentinite from Baie d'Audierne (7-9).

3. Old radiometric ages in south Brittany

Even though it has been demonstrated that Palaeozoic magmatism in south Brittany has not involved the reworking of high-Rb/Sr crustal material older than 700 Ma (Vidal, 1980; Vidal et al., 1981) the existence of an ancient oceanic crust (1250–1300 Ma) has been revealed in the Baie d'Audierne and the Vendée (Peucat et al., 1982). Furthermore, the new information presented here is in agreement with the existence of an ancient crustal source in the south Brittany area.

3.1. Serpentinized peridotites from the Baie d'Audierne

Ultrabasic rocks are associated with garnet pyroxenites (1250 Ma upper intercept age), metagabbros, amphibolites and greenschists metasediments in a complex of oceanic affinity (Peucat et Cogné, 1974) that has suffered granulite facies prograde metamorphism. Scarce eclogites occur within garnet pyroxenites (Marchand, 1982).

Approximately 15 mg of zircons were separated from a whole-rock serpentinite sample weighing 250 kg. Zircon grains are pitted, light-brown coloured, occasionally euhedral but generally rounded and similar to zircons found in granulites (Plate I).

Six different grain-size fractions were analysed by the U–Pb method and the results are presented in Table III and plotted

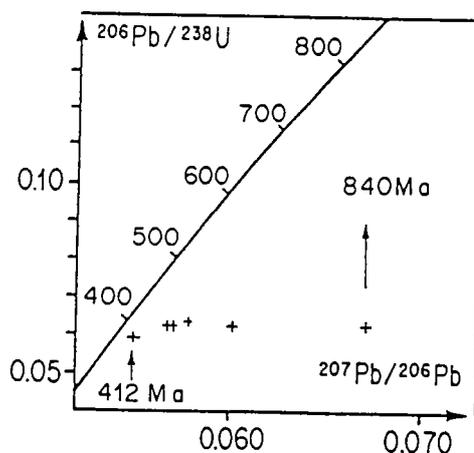


Fig. 4. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ for zircons from Baie d'Audierne serpentinite (No. 5886).

in Fig. 4 in a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ diagram which shows the spreading of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages. These data can only be accounted by a complex model involving by example: (1) an episodic Pb loss after the initial crystallization of the zircons during the metamorphism of the massif; and (2) a secondary Pb loss possibly related to a large influx of fluids during serpentinization.

From the geochronological point of view, the oldest age calculated from the highest $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio yields a minimum age of initial zircon crystallization older than 840 Ma. In fact, it is probable that the peridotites of the Baie d'Audierne basic–ultrabasic complex share the same crystallization age as the

TABLE III

U–Pb data for zircons from Baie d'Audierne serpentinite (No. 5886)

| Size fraction (μm) | Concentrations | | Isotopic ratios | | | | Apparent ages (Ma) | | |
|------------------------------------|----------------|--------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| > 140 | 328 | 20.5 | 500 | 0.05826 | 0.4418 | 0.05499 | 365 | 371 | 412 |
| 139–120 | 297 | 19.4 | 7,017 | 0.06279 | 0.4947 | 0.05714 | 393 | 408 | 497 |
| 120–100 | 272 | 18.6 | 6,396 | 0.06328 | 0.4946 | 0.05669 | 396 | 408 | 480 |
| 100–69 | 268 | 18.4 | 4,885 | 0.06354 | 0.5062 | 0.05778 | 397 | 416 | 521 |
| 69–48 | 304 | 20.7 | 2,250 | 0.06300 | 0.5271 | 0.06069 | 394 | 430 | 628 |
| < 48 | 417 | 28.2 | 1,251 | 0.06234 | 0.5766 | 0.06708 | 390 | 462 | 840 |

garnet pyroxenite protoliths (1250 Ma) and that both are relicts of mid-Proterozoic oceanic lithosphere.

The presence of high-grade metabasic rocks whose protoliths originated during the mid- and lower Proterozoic (1.3 and 2.2 Ga ago) leads to the question of whether even older crustal material (> 2.2 Ga) might exist in this zone of the Armorican Massif. If any very old basement did exist in the area, erosion has long since destroyed any relicts of this ancient continental crust. However, it is still possible to find indirect evidence from the study of inherited or detrital zircons extracted from younger rocks of igneous and sedimentary parentage.

3.2. Ancient zircons inherited into an Ordovician orthogneiss

This Ordovician orthogneiss (Peucat, 1983) crops out within the basic-ultrabasic complex of the Baie d'Audierne and occurs locally in the granulite facies as a garnet-kyanite leptynitic gneiss.

Zircons from this leptynitic gneiss (No. 302) are light, yellow in colour, having a rounded appearance although the grains often show sharp smooth crystal facets. The grains are translucent and well rounded, showing no trace of mechanical wear, but instead an arrangement of small facets very similar to that observed in granulite-facies zircons (Hoppe, 1966). They exhibit subtle magmatic zoning

and certain crystals contain cores which could belong to a previous generation of growth. No overgrowths are observed.

Five non-magnetic grain-size fractions were analysed and the results are reported in Table IV and plotted in Fig. 5. The analytical points define a discordia which intersects concordia at 2455 ± 22 and 480 ± 8 Ma (M.S.W.D. = 0.2). The degree of discordance varies between 82–92%, the smallest zircons being the richest in U and also the most discordant from the upper intercept. The position of the analytical points rules out the possibility of continuous Pb loss by diffusion. The existence of relict cores included in the zircons favours a mixing model which does not exclude an episodic Pb loss. In the mixing model, there has been a mixing between ancient inherited zircon populations having an apparent age of 2455 ± 22 Ma and a younger generation of magmatic zircons which crystallized 480 ± 8 Ma ago. The upper intercept age itself (2455 Ma) may result from a mixture of zircon populations of different ages, so it follows that a component of Archaean zircons (> 2455 Ma old) could contribute to this mixed age. After several sedimentary cycles, the detrital zircon population would reflect the average age of the source areas that existed, and eventually these grains would find their way as xenocrysts into a much younger granitic magma.

The component of ancient (> 2455 Ma) inherited radiogenic Pb contained in these

TABLE IV

U—Pb data for zircons from Baie d'Audierne Ordovician orthogneiss (No. 302)

| Size fraction (μm) | Concentrations | | Isotopic ratios | | | | Apparent ages (Ma) | | |
|------------------------------------|----------------|--------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| > 100 | 296 | 45.8 | 3,541 | 0.1462 | 2.323 | 0.1152 | 880 | 1,219 | 1,883 |
| 100–80 | 342 | 49.4 | 8,814 | 0.1378 | 2.116 | 0.1113 | 832 | 1,154 | 1,822 |
| 62–53 | 360 | 45.8 | 4,932 | 0.1230 | 1.728 | 0.1019 | 748 | 1,019 | 1,659 |
| 53–45 | 392 | 48.0 | 5,620 | 0.1190 | 1.642 | 0.1000 | 725 | 987 | 1,626 |
| < 37 | 430 | 48.1 | 1,879 | 0.1095 | 1.417 | 0.0938 | 670 | 896 | 1,504 |

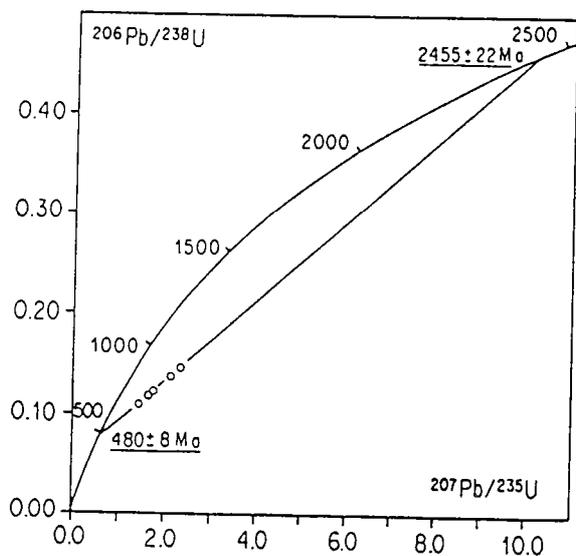


Fig. 5. Concordia diagram for zircons from Baie d'Audierne Ordovician leptynitic orthogneiss (No. 302).

zircons might well be derived from detrital zircon grains assimilated into the magma. Although such a detrital component may have been transported long distances through many sedimentary cycles, it is also possible that the zircon grains could have represented a local basement area. In fact, although the distances involved may be very great, zircon transport between zones of weathering and deposition is mainly fluvial. Nevertheless, it is likely that the most part of sediments cannot easily traverse abyssal plains, mid-ocean ridges, or trenches. This means that detrital zircon grains are nearly always derived from a basement area that belongs to the same tectonic plate as the sedimentary basin in which they are deposited. The presence of such a crustal area is suggested by U—Pb dating of the eclogite protoliths from Vendée, Baie d'Audierne and Champtoceaux Complex at 1.3 and 2.2 Ga, but the geodynamic framework of the entire Variscan belt requires the existence of an ancient basement. On the large scale, the Hercynian chain is the result of a continental collision between a well-defined northern block (north Armorican and central Brittany domains) and a southern block, evidence for which is given by

granulite-facies rocks on the northern Iberian continental margin (Biscay Bay) dated > 1500 Ma old (Capdevila et Vidal, 1975; Postaire, 1983). The new data presented in this paper are in agreement with the possible existence of "southern basement" relics within the high-grade zones of the Hercynian orogenic belt.

4. Regional zonation in the age of high-pressure metamorphism in south Brittany

A high-grade tectonometamorphic episode of high pressure and variable temperature is recognized in the following formations of south Brittany and the Vendée:

- (a) 386 ± 6 Ma granulite-facies garnet pyroxenites of the Baie d'Audierne Complex (Peucat et al., 1982)
- (b) 400–420 Ma blueschists and related type-C eclogites of the Île de Groix (Peucat and Cogné, 1977; Peucat, 1983)
- (c) 413 ± 16 Ma Fay-type eclogite associated with type-B eclogites of the Champtoceaux Complex (this study)
- (d) 436^{+15}_{-12} Ma type-B eclogites of the Vendée, in the Horst des Essarts (Peucat et al., 1982)

The prograde metamorphic event that has affected all these different rock types is generally restricted to the Silurian and Devonian and is contemporaneous with the high-temperature, low-medium-pressure regional metamorphism that has affected more silicic formations between 420 and 380 Ma ago. These dates define a recognizable zonation with the younger ages towards the north-west.

This period also corresponds to a phase of eclogite-facies metamorphism in the French Massif Central (432^{+20}_{-10} Ma for La Borie eclo-

gites; Ducrot et al., 1983; and 430 Ma for the eclogites of the Montagne Noire; Gebauer and Grünenfelder, 1982) as well as in the Munchberg Massif in Bavaria, F.R.G. (Gebauer and Grünenfelder, 1979). It should also be noted that a high-pressure metamorphic event has been dated at 415 Ma in the Marvejols Supergroup of the Massif Central (Pin and Lancelot, 1982).

The spread in estimated ages for the high-pressure event in south Brittany varies from a maximum of 73 Ma to a minimum of 34 Ma. This range could be due either to a succession of microplate collisions or alternatively a single progressive process that continued for a long time. In the latter case, the continents in collision might have had an irregular outline which led to tectonic "corner effects" as proposed for the Himalayan belt (Molnar and Tapponier, 1975) and for the Hercynian orogeny (Brun and Burg, 1983).

5. Interpretative model and conclusions

In the light of geochronological data obtained on eclogites from the Champtoceaux Complex and the Vendée, garnet pyroxenites from the Baie d'Audierne and blueschists from the Île de Groix, it is possible to propose a tentative model for the palaeo-geodynamic evolution of the Southern Armorican Massif:

2.2 Ga ago, calc-alkaline igneous rocks of intermediate composition were generated in a subduction zone context — either on an island arc or on an Andean-type active margin. This implies the presence of a pre-existing basement, possibly Archaean in part, that would have to be continental in order to account for the occurrence of ancient detrital zircons ~ 2500 Ma in younger formations (Fig. 6A).

1.3 Ga ago, an oceanic crustal segment was created by accretion at a mid-ocean ridge. This segment gave rise to the protoliths for the Vendée eclogites and the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. The accretion of oceanic crust at this time implies a certain period of spreading prior to 1.3 Ga and the

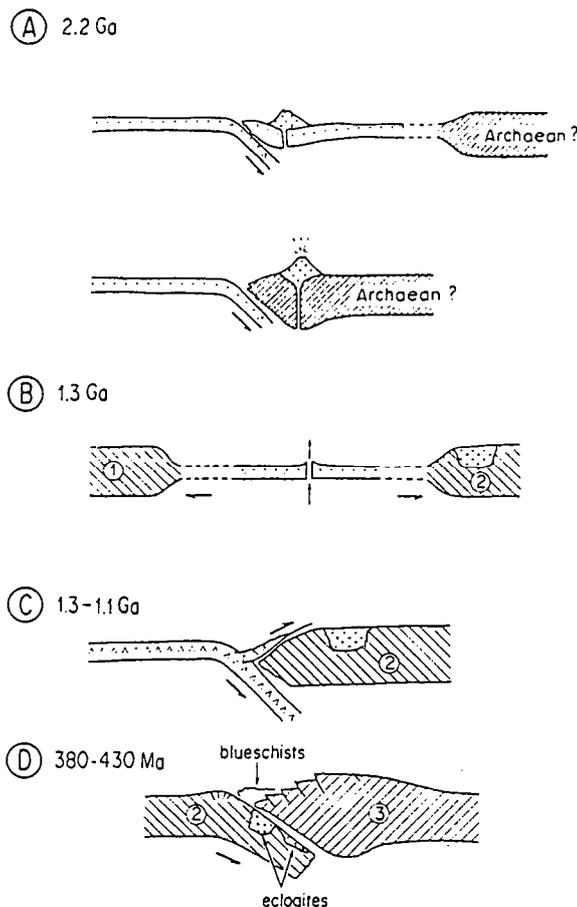


Fig. 6. Geodynamical reconstitution of the south Brittany basement through the eclogites' histories.

lateral displacement of a continental plate (Fig. 6B).

Assuming that present-day oceanic spreading rates are applicable to the mid-Proterozoic, oceanic crust created at 1.3 Ga would be expected to decouple from the continent and be subducted after ~ 200 Ma. This means that the protoliths discussed here should have disappeared into the mantle and have been obliterated ~ 1.1 Ga ago. Instead, these protolith remnants are visible today because they were incorporated into continental crust by obduction no later than 1.1 Ga ago. The proposed obduction could have occurred by blockage of the subduction and this has led to storage of the future eclogites in a continental crustal segment (Fig. 6C).

Finally, between ~ 436 and ~ 380 Ma ago,

the 2.2-Ga old protolith for the Champtoceaux calc-alkaline eclogite, along with the 1.3-Ga old ophiolitic material from the Baie d'Audierne and the Vendée, were all converted into high-pressure metamorphic assemblages. This phase of metamorphism was probably due to crustal thickening brought about by continental collision (Fig. 6D). The closing of the Ligerian mobile zone or Palaeozoic "Ocean" is a consequence of continental collision, and the oceanic affinity of the Cambro-Ordovician volcano-sedimentary series of the Île de Groix (Carpenter, 1976; Peucat, 1983) bears witness to an obducted suture zone between the two continental blocks (Quinquis, 1980; Quinquis et Choukroune, 1981).

In conclusion, it has been possible to reveal the existence of a 2208-Ma old basement in situ within the Champtoceaux Complex. This basement could contain remnants of continental crust even older than 2458 Ma. The Champtoceaux eclogites were metamorphosed to their present paragenesis around 413 Ma ago, an age which corresponds to an episode of high-pressure metamorphism in several other parts of the Hercynian belt. These data lead to the question of whether it is possible to interpret the Archaean-Proterozoic geodynamic history of this part of the Hercynian belt of Western Europe.

The plate-tectonic interpretative model put forward in this study is summary in nature, due to the small number of results as yet available in the region. However, it does illustrate the important and crucial contribution that eclogite studies can provide. It is now useful to consider why only metabasic rocks of the eclogite and granulite facies are able to record some trace of the pre-Phanerozoic history of this segment of the Hercynian belt.

Acknowledgements

The authors are grateful to M.S.N. Carpenter for the English translation of this paper and M.H. Fichet for her efficient typing.

This work was done in the context of the A.T.P. "Géochimie" No. 45-43 supported by the C.N.R.S.

References

- Bernard-Griffiths, J. and Cornichet, J., 1985. Origin of eclogites from south Brittany: A Sm-Nd isotopic and REE study. In: D.C. Smith and Ph. Vidal (Guest-Editors), *Isotope Geochemistry and Geochronology of Eclogites*. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 52: 185-201 (this special issue).
- Bernard-Griffiths, J. and Jahn, B.M., 1981. R.E.E. geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif Central, France. *Lithos*, 14: 263-274.
- Brun, J.P. and Burg, J.P., 1983. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61: 319-332.
- Capdevila, R. and Vidal, Ph., 1985. Données géochimiques et radiométriques sur les granulites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). 3e Réun. Annu. Sci. Terre, Montpellier, p. 89.
- Carpenter, M.S.N., 1976. Petrogenetic study of glaucophane schists and associated rocks from the Île de Groix, Brittany, France. Thesis, University of Oxford, Oxford, 271 pp.
- Cogné, J., 1966. Une "nappe" cadomienne de style pennique: la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ançenis (Bretagne-Anjou). *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, 19(2): 107-136.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites - their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76(5): 483-508.
- Currie, K.L. and Curtis, L.W., 1976. An application of multicomponent solution theory to jadeitic pyroxenes. *J. Geol.*, 84(2): 179-194.
- Ducrot, J., Lancelot, J. and Marchand, J., 1983. Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution antéhercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 385-394.
- Gebauer, D. and Grünenfelder, M., 1979. U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks - Example: Münchberg gneiss massif, northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 35-44.
- Gebauer, D. and Grünenfelder, M., 1982. Geological development of the Hercynian belt of Europe based on age and origin of high-grade and high-pressure mafic and ultramafic rocks. 5th Int. Conf.

- on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Nikko, pp. 111–112 (abstract).
- Godard, G., 1981. Lambeaux d'une croûte océanique subductée: les écolgites de Vendée (Massif Armoricaïn, France). Thesis, University of Nantes, Nantes, 153 pp.
- Holland, T.J.B., 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200°C. *Am. Mineral.*, 65: 129–134.
- Hoppe, G., 1966. Zirkone aus Granuliten. *Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., Reihe B, Mineral Lagerstättenforsch.*, 11(1): 47–81.
- Irvine, T.N., 1975. The silica immiscibility effect in magmas. *Carnegie Inst. Washington, Yearb.*, 74: 484–492.
- Jahn, B.M. and Liou, J.G., 1977. Age and geochemical constraints of glaucophane schists of Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 2: 129–140.
- Jahn, B.M., Auvray, B., Blais, S., Capdevila, R., Cornichet, J., Vidal, F. and Hameurt, J., 1980. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish Greenstone belts. *J. Petrol.*, 21: 201–244.
- Jakeš, P. and Gill, J., 1970. Rare-earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9: 17–28.
- Jakeš, P. and White, A.J.R., 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 29–40.
- Krogh, T.E., 1973. A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37(3): 485–494.
- Krogh, E.J. and Råheim, A., 1978. Temperature and pressure dependence of Fe–Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 75–80.
- Lasnier, B., 1970. Métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale — Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricaïn et du Massif des Maures (France). Thesis, University of Nantes, Nantes, 297 pp.
- Marchand, J., 1981. Écaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 293(II): 223–228.
- Marchand, J., 1982. Une véritable écolgite en Bretagne occidentale (Baie d'Audierne, France). *Terra Cognita*, 2(3): 312 (abstract).
- Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T., 1973. Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 239–248.
- Molnar, P. and Tapponier, P., 1975. Cenozoic of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189(4201): 419–426.
- Montigny, R. and Allègre, C.J., 1974. À la recherche des océans perdus: les écolgites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 279: 543–545.
- Paquette, J.L., Marchand, J. and Peucat, J.J., 1984. Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale)? — Comparaison des systèmes Rb–Sr et U–Pb d'un métagranite. *Bull. Soc. Géol. Fr., Suppl.* 7, 26(5): 907–912.
- Peucat, J.J., 1973. Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Massif Armoricaïn, France) — Étude pétrographique et structurale. Thesis, University of Rennes I, Rennes, 114 pp.
- Peucat, J.J., 1983. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb–Sr et U–Pb) — Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricaïn et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, No. 28, 158 pp.
- Peucat, J.J. and Cogné, J., 1974. Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud-Finistère): un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 278: 1809–1812.
- Peucat, J.J. and Cogné, J., 1977. Geochronology of some blueschists from Île de Groix, France. *Nature (London)*, 268: 131–132.
- Peucat, J.J. and Vidal, Ph., 1985. "Isotopic amnesia": do isotope fail to record premetamorphic events? In: V. Zoubec (Editor), *The Precambrian in Younger Fold Belts*, Vol. 1, Wiley, Chichester (in press).
- Peucat, J.J., Vidal, Ph., Godard, G. and Postaire, B., 1982. Precambrian U–Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from south Brittany (France): and old oceanic crust in the West European Hercynian belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60: 70–78.
- Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Iglesias, M. and Cornichet, J., 1983. Preliminary U–Pb, Sm–Nd and REE data from eclogites of the Iberian Peninsula. *Terra Cognita*, 3(2-3): 139 (abstract).
- Pin, C. and Lancelot, J., 1982. U–Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 1–12.
- Postaire, B., 1983. Systématique Pb commun et U–Pb sur zircons — Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, 15(1): 29–72.
- Quinquis, H., 1980. Schistes bleus et déformation progressive. L'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricaïn). Thesis, University of Rennes, Rennes, 145 pp.

- Quinquis, H. and Choukroune, P., 1981. Les schistes bleus de l'Île de Groix dans la chaîne hercynienne: implications cinématiques. *Bull. Soc. Géol. Fr., Suppl. 7, 23(4): 409–418.*
- Velde, B., 1970. Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Cellier, Loire atlantique). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 93: 370–385.*
- Vidal, Ph., 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn: apport de la géochronologie et de la géologie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, No. 21, 162 pp.*
- Vidal, Ph., Auvray, B., Charlot, R. and Cogné, J., 1981. Precambrian relicts in the Armorican Massif: their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian–Hercynian belt. *Precambrian Res., 14: 1–20.*
- York, D., 1966. Least-square fitting of a straight line. *Can. J. Phys., 44: 1079–1086.*

L'interprétation géochimique et géochronologique de l'échantillon 7458 doit être réexaminée. Dans un premier temps, cette roche a été interprétée comme le témoin d'un socle de composition calco-alcaline cristallisé à 2208 Ma puis métamorphisé à 413 Ma. L'étude par les isotopes du Nd s'est révélée déterminante: la valeur calculée $\epsilon_{Nd}(T)(2.2\text{Ga})=+8.5$ (fig.42) indique une source extrêmement appauvrie en LREE. Or une telle source est inconnue au Protérozoïque inférieur; les valeurs les plus primitives mesurées jusqu'à ce jour ne dépassent pas +5 pour des metabasalts d'âge Protérozoïque inférieur (Patchett and Bridgwater, 1984). De plus, l'échantillon présente un spectre de REE très fractionné ((La/Yb)_N =9) qui semble incompatible avec une source très appauvrie (à moins de considérer l'action au niveau de la source d'une phase fluide enrichie en LREE).

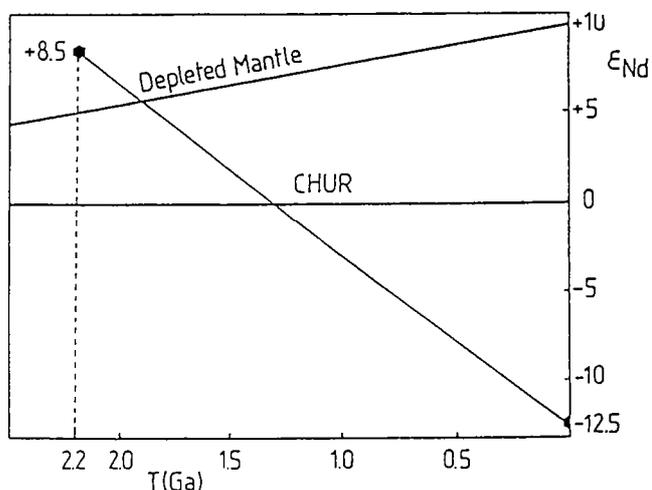


Fig.42: diagramme ϵ_{Nd} f(T) de l'éclotite 7458 (unité inférieure, complexe de Champtoceaux). La valeur $\epsilon_{Nd}(2.2\text{Ga})=+8.5$ témoigne de l'incompatibilité entre un âge de magmatisme de 2.2 Ga (U-Pb sur zircons) et la constitution isotopique de cet échantillon.

Par conséquent, il semble peu plausible que cet échantillon soit une roche magmatique cristallisée à 2208 Ma. Cette roche a plus probablement été contaminée par une phase contenant d'anciens zircons. Elle peut être (1) soit fortement contaminée, (2) soit d'origine volcano-détritique, (3) voire même franchement paradérivée. La valeur calculée $\epsilon_{Nd}(T)(500\text{Ma})=-7.8$ est du reste en bon accord avec l'hypothèse d'un métasédiment d'âge Paléozoïque (Michard et al., 1985). Cependant, cette solution pourrait être infirmée par l'habitus magmatique d'une partie des zircons (voir photos 1 et 2 de l'article). Il est néanmoins possible de conclure que cette roche ne représente pas un témoin direct de l'existence d'un socle Précambrien repris dans l'orogénèse hercynienne.

Il est important de discuter l'intercept inférieur à 413 \pm 16 Ma. Ce dernier peut s'interpréter de plusieurs manières: il représente (1) soit l'âge du magmatisme, (2) soit l'âge du métamorphisme de haute pression, (3) ou bien encore cet âge n'a aucune signification géologique et n'est dû qu'à un artéfact graphique dans un modèle de perte épisodique de Pb*.

Les deux premières solutions peuvent se concrétiser par la recristallisation de couronnes secondaires autour de coeurs hérités ou bien par la cristallisation de nouveaux individus coexistant avec d'anciens zircons. Les zircons de cet échantillon semblent plus ou moins fortement corrodés, depuis des individus dont les prismes et pyramides sont encore bien visibles (photos 1 et 2 de l'article) jusqu'à des zircons ne présentant plus aucune caractéristique morphologique initiale (photo 5 de l'article). Les images par cathodoluminescence permettent de distinguer la présence de coeurs (photo 14) dans certains zircons.

L'interprétation de cet âge de 413 Ma est délicate; en effet, il n'existe aucun argument géochimique permettant de démontrer l'origine ortho ou paraderivée de cette roche, tant et si bien que l'existence même d'un épisode magmatique n'est absolument pas prouvée. D'autre part, aucun épisode de magmatisme vers 410 Ma n'est connu dans le domaine Sud-Armoricain; le magmatisme calco-alcalin est daté à l'Ordovicien (Jégouzo et al., 1986). En revanche, cet intercept inférieur concorde étroitement avec les âges de métamorphisme éclogitique proposés en Bretagne méridionale (Peucat et al., 1982; Peucat, 1986) et dans d'autres massifs hercyniens (Pin and Lancelot, 1982; Ducrot et al., 1983; voir également chapitre I). Il sera donc proposé que cet âge de 413 \pm 16 Ma puisse représenter un épisode tectono-métamorphique de haute pression dans le complexe de Champtoceaux. Alternativement, il est possible de construire, à partir de la position des points analytiques, une trajectoire de perte de Pb* par diffusion continue qui n'est certes pas parfaite (fig.43). Dans ce cas l'intercept inférieur n'aurait aucune signification géologique tandis que l'intercept supérieur indiquerait un âge de 2125 Ma.

Bien que l'hypothèse d'un métamorphisme éclogitique daté à 413 \pm 16 Ma reste la plus plausible, il est important de considérer cet intercept inférieur avec prudence.

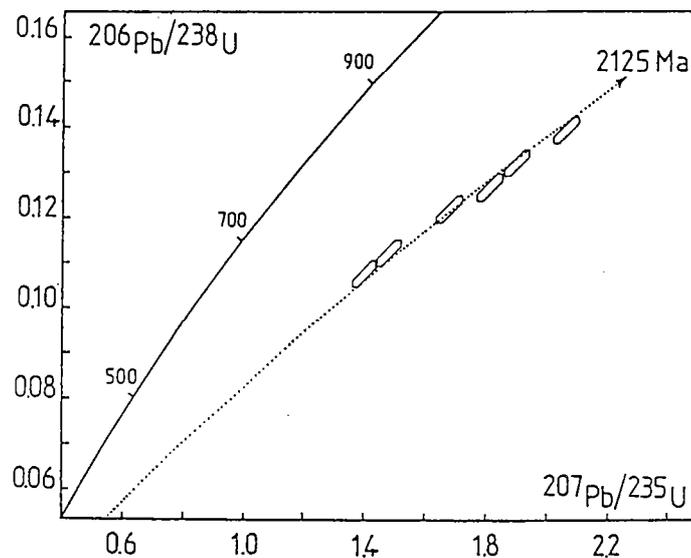


Fig.43: diagramme U-Pb $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ de l'éclogite 7458. Une courbe de perte de Pb* par diffusion continue débutant à un âge de 2125 Ma passe imparfaitement dans le champ des erreurs analytiques des points.

4.3/ Etude de l'unité inférieure.

Les metabasites éclogitiques.

Pour la plupart d'entre elles, les éclogites (metabasites éclogitiques) du complexe de Champtoceaux ne contiennent pas de zircons. Deux éclogites ont seulement pu être datées par la méthode U-Pb sur zircons: tout d'abord l'échantillon 7458 qui présente une composition chimique intermédiaire et qui a fait l'objet du paragraphe précédent.

Le second échantillon 7935 est plus représentatif sur le plan géochimique de l'ensemble des éclogites du complexe de Champtoceaux. Cette roche a été définie comme un MORB évolué (voir fig.37c), et un échantillon comparable a fait l'objet d'une étude pétrologique détaillée (Godard et al., 1981).

Trois fractions granulométriques provenant de cette éclogite (échantillon 7935) définissent avec précision un âge en intercept supérieur à 358 ± 2 Ma (fig.44; Tab.XII); l'intercept inférieur est à l'origine du diagramme. Les zircons, en très faible proportion dans la roche, sont de teinte jaune claire, de forme ovoïde et contiennent de nombreuses inclusions. Les images par cathodoluminescence ne montrent ni zonage, ni coeurs. Les teneurs en U sont très élevées (pour une roche d'origine océanique), de l'ordre de 1000 ppm.

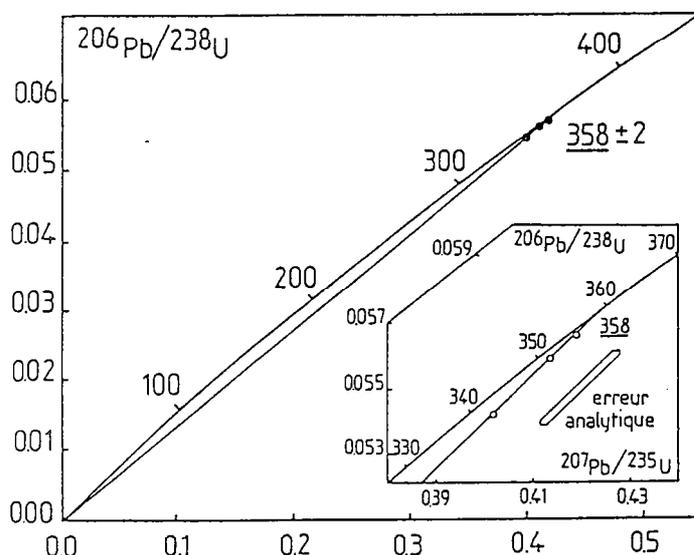


Fig.44: diagramme U-Pb de l'éclogite 7935 provenant de l'unité inférieure du complexe de Champtoceaux.

| 7935 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Âges apparents en M.a | | |
|----------------------------|----------------|--------------|------------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{206Pb}{204Pb}$ | $\frac{207Pb}{206Pb}$ | $\frac{208Pb}{206Pb}$ | $\frac{206Pb}{238U}$ | $\frac{207Pb}{235U}$ | $\frac{207Pb}{206Pb}$ | $\frac{206Pb}{238U}$ | $\frac{207Pb}{235U}$ | $\frac{207Pb}{206Pb}$ |
| 80 μ | 1006 | 49.5 | 1433 | 0.06386 | 0.02911 | 0.05422 | 0.4018 | 0.05374 | 340 | 343 | 360 |
| 80-100 μ | 990 | 50.9 | 2650 | 0.05912 | 0.01730 | 0.05665 | 0.4190 | 0.05365 | 355 | 355 | 356 |
| 100 μ | 929 | 47.2 | 553 | 0.07989 | 0.07073 | 0.05594 | 0.4137 | 0.05363 | 351 | 352 | 356 |

Tab.XII: résultats U-Pb de l'éclogite 7935 (unité inférieure, complexe de Champtoceaux).

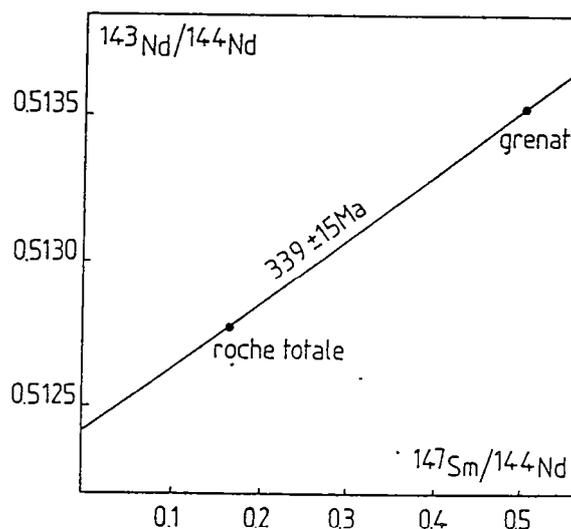
A nouveau se pose le problème de l'origine magmatique ou métamorphique de ces zircons. Plusieurs éléments de réponse vont alimenter la discussion:

(1) Les zircons ne présentent aucun caractère morphologique magmatique, ni faces cristallines, ni structures internes et semblent assez typiquement métamorphiques.

(2) Ces zircons sont inclus dans les cristaux de glaucophane où ils développent des auréoles pléochroïques. d'après Godard et al. (1981), ces cristaux de glaucophane sont liés aux tous premiers stades d'une rétro-morphose en faciès schiste bleu (H.P.-B.T.). Les zircons sont donc soit syn-métamorphes, soit anté-métamorphes; ils ont subi le métamorphisme éclogitique.

(3) Des résultats ont été obtenus par les méthodes Sm-Nd et Rb-Sr sur des couples roche totale-minéraux métamorphiques. Sur ce même échantillon 7935, la datation en Sm-Nd sur roche totale-grenat a donné un âge de 339 ± 15 Ma (fig.45).

Fig.45: diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sur le couple roche totale - grenat de l'éclogite 7935 (unité inférieure, complexe de Champtoceaux).



Sur un échantillon similaire, la datation en Rb-Sr sur le couple roche totale-mica blanc avait délivré un âge comparable de 340 ± 8 Ma (Peucat, 1983). Les âges sur minéraux sont considérés comme des âges de refroidissement qui "fossilisent" la température de blocage de la diffusion de l'élément radiogénique dans le minéral. Ainsi, l'âge obtenu en Rb-Sr sur les micas blancs - qui est le même que l'âge mesuré en Sm-Nd sur les grenats - indique le passage en-dessous d'une température d'environ 450-500°C (Wagner et al., 1977) à 340 Ma et/ou un refroidissement très rapide lors de la rétro-morphose. Cela signifie donc que ces âges de 340 Ma ne post-datent que faiblement le métamorphisme éclogitique.

En conséquence, il est raisonnable d'interpréter l'âge obtenu de 358 ± 2 Ma comme un âge minimum pour le métamorphisme éclogitique.

L'âge du(des) magmatisme(s) initial(aux) de ces metabasites reste inconnu. La mesure de la constitution isotopique du Pb commun des éclogites et métagabbros du complexe de Champtoceaux a été effectuée (Tab.XIII). Dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig.46), les points représentatifs de ces metabasites se situent en-dessous de la courbe d'évolution du Pb terrestre et dans des gammes restreintes de rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ qui n'expriment pas l'existence d'une mémoire isotopique ancienne.

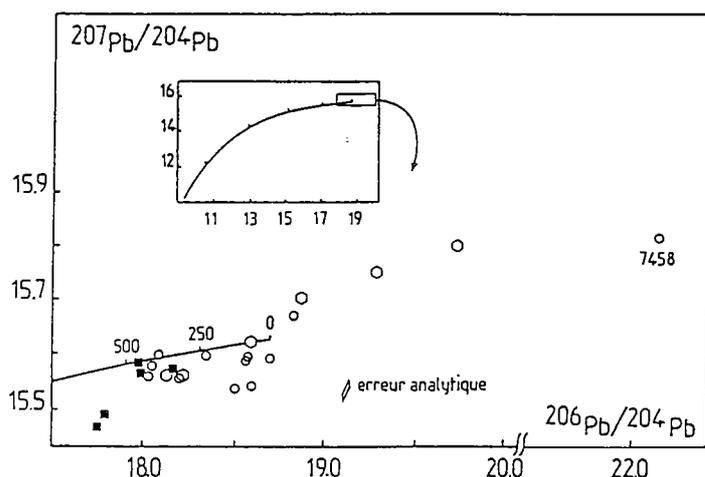


Fig.46:diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des éclogites (cercles évidés) et métagabbros (carrés pleins) du complexe de Champtoceaux. Les éclogites de Vendée (Postaire,1983) présentant une mémoire isotopique ancienne (hexagones évidés) sont reportées.

| Echant. | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|--------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Eclogites | | | |
| 3374 | 18.761 | 15.587 | 38.48 |
| 5506* | 18.594 | 15.540 | 38.02 |
| 5507* | 18.499 | 15.537 | 37.95 |
| 7454 | 18.036 | 15.520 | 37.95 |
| 7455 | 18.503 | 15.513 | 38.21 |
| 7458 | 22.067 | 15.734 | 42.43 |
| 7459 | 18.293 | 15.510 | 38.02 |
| 7460 | 18.159 | 15.479 | 37.92 |
| 7463 | 17.994 | 15.498 | 37.84 |
| 7464 | 17.980 | 15.465 | 37.83 |
| 7466 | 18.623 | 15.512 | 38.09 |
| 7935 | 18.502 | 15.510 | 38.11 |
| Métagabbros | | | |
| 5506* | 18.594 | 15.540 | 38.02 |
| 5507* | 18.499 | 15.537 | 37.95 |
| 7453 | 18.897 | 15.504 | 37.83 |
| 7456 | 18.113 | 15.488 | 37.71 |
| 7462 | 17.924 | 15.526 | 37.84 |

* Analyses provenant de Postaire (1983)

Tab.XIII: résultats Pb commun des éclogites (unité inférieure) et métagabbros (unité supérieure) du complexe de Champtoceaux.

La comparaison avec les résultats obtenus sur les éclogites de Vendée (Postaire, 1983; Vidal and Postaire, 1985), dont l'âge de cristallisation des protolithes a été proposé à 1300 Ma (Peucat et al., 1982) et qui présentent une mémoire ancienne en Pb commun (fig.46), différencie ces deux groupes de metabasites sud-armoricaines. Seule l'éclogite 7458 se singularise par des rapports isotopiques élevés qui expriment l'importance de la participation crustale dans la genèse de cette roche. Les points analytiques des metabasites du complexe de Champtoceaux se situent, pour une partie d'entre eux, près de la courbe d'évolution du Pb, dans une gamme d'âges de 350-450 Ma.

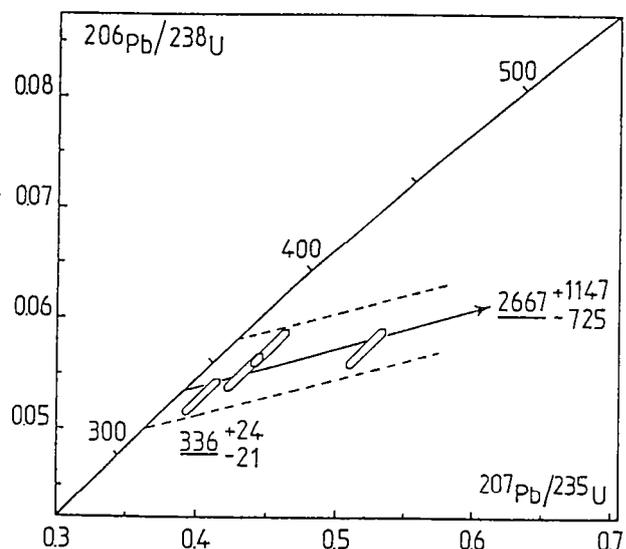
Ceci peut illustrer l'influence des événements tectonométamorphiques hercyniens sur les systèmes chimiques de ces roches (modification du rapport U/Pb) qui n'ont plus évolué par la suite. Quoiqu'il en soit, la position de ces points ne permet pas de trancher entre des âges de cristallisation des protolithes de ces metabasites Précambriens ou Paléozoïques.

L'encaissant éclogitique.

Un point important de cette étude réside dans la découverte de paragenèses éclogitiques dans l'encaissant des metabasites de cette unité inférieure (voir 2.2). Le débat entre métamorphisme in-situ ou emplacement tectonique des boudins d'éclogites se trouve ici résolu puisque l'ensemble du "niveau leptyno-amphibolique inférieur" (Marchand, 1981) est métamorphisé dans un faciès de haute pression. L'étude géochronologique, dans un premier temps restreinte aux seules metabasites, devait également examiner l'encaissant éclogitique.

Ce dernier a été étudié au travers d'un micaschiste à grenat-disthène-rutile provenant de Fay-de-Bretagne (7198) qui est en fait une métapélite éclogitique. Une quantité extrêmement faible de zircons (moins de 10 mg) a été extraite de plus de 100 kg de roche. Les cristaux sont de teinte jaune pâle, ils présentent un habitus ovoïde, sans faces cristallines exprimées, et sont pour la plupart de petite taille (<100 microns). La faible quantité de zircons mais aussi leur très faible concentration en Pb* n'ont pas permis d'obtenir des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ satisfaisants (<200). Aussi le résultat indiquera surtout une tendance et permettra de situer l'épisode métamorphique soit au Silurien, soit au Dévonien supérieur par comparaison avec les deux données obtenues sur les metabasites. L'intercept supérieur, à $2670 \pm 1150 - 730$ Ma (fig.47; Tab.XIV), indique une mémoire isotopique ancienne héritée.

Fig.47: diagramme U-Pb des métapélites éclogitiques de l'unité inférieure du complexe de Champtoceaux. L'incertitude de l'intercept inférieure a été calculée à l'aide des erreurs analytiques de points.



L'importante discordance des points analytiques assure une relative précision de l'intercept inférieur à 336 +24-21 Ma. Cet intercept inférieur (315-360 Ma) semble donc plutôt en faveur d'un épisode de métamorphisme éclogitique d'âge minimum Dévonien.

| 7198 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Ages apparents en M.a | | |
|----------------------------|----------------|--------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| 69 μ | 43.9 | 2.1 | 164.7 | 0.1432 | 0.2410 | 0.05266 | 0.4019 | 0.05535 | 331 | 343 | 426 |
| 69-80 μ | 20.4 | 1.1 | 106.1 | 0.2005 | 0.3820 | 0.05724 | 0.5207 | 0.06598 | 359 | 426 | 806 |
| 80-120 μ | 11.0 | 0.57 | 72.6 | 0.2558 | 0.5410 | 0.05524 | 0.4328 | 0.05682 | 347 | 365 | 485 |
| 120 μ | 17.8 | 0.98 | 81.9 | 0.2335 | 0.4955 | 0.05764 | 0.4542 | 0.05715 | 361 | 380 | 498 |

Tab.XIV: résultats U-Pb de la métapélite éclogitique 7198 (unité inférieure, complexe de Champtoceaux).

Le métagranite de La Picherais.

L'unité inférieure du complexe de Champtoceaux renferme également plusieurs lentilles de métagranite "charnockitique" (lieu-dit "la Picherais"). Le métamorphisme a été attribué au faciès granulite (Lasnier et al., 1973), sans qu'aucune détermination précise des conditions thermodynamiques n'ait été effectuée. Aussi le terme de métamorphisme de haut grade sera plus adapté car ce métagranite pourrait également être éclogitique (Ballèvre, communication personnelle).

Ce métagranite a fait l'objet d'une étude U-Pb sur zircons (Vidal et al., 1980). Les résultats en sont les suivants: un intercept supérieur à 1880 \pm 120 Ma et un intercept inférieur à 423 \pm 10 Ma. Les auteurs ont interprété l'intercept supérieur par un phénomène d'assimilation de zircons hérités. Cette hypothèse est confirmée par le fait que la droite d'évolution isotopique en Sm-Nd de ces roches n'est pas cohérente avec le domaine des granitoïdes d'âge Protérozoïque (d'après Piton, 1985) (fig.48). L'intercept supérieur à 1.9 Ga ne représente donc effectivement pas l'âge de cristallisation du granite.

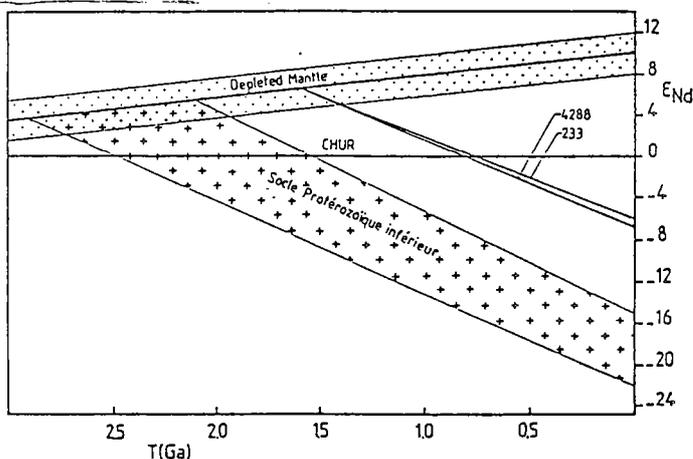


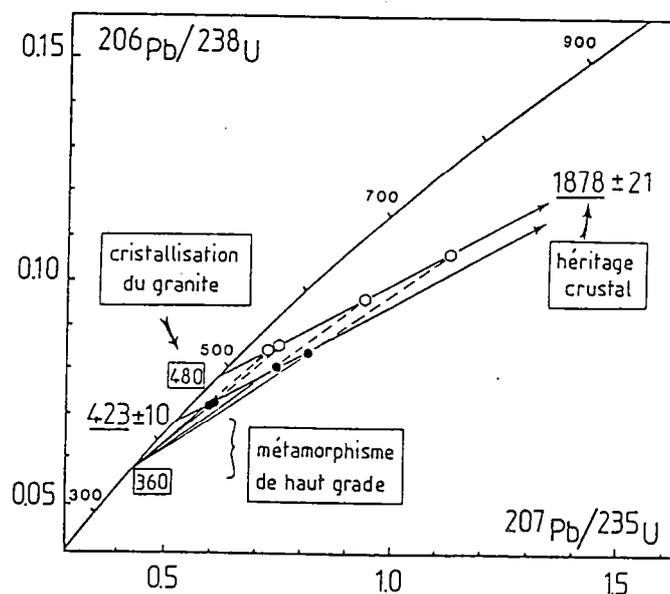
Fig.48: diagramme $\epsilon_{\text{Nd}} f(T)$ de deux échantillons du métagranite de La Picherais (unité inférieure, complexe de Champtoceaux). La droite d'évolution isotopique Sm-Nd des deux métagranites n'est pas cohérente avec le domaine des granitoïdes Protérozoïque inférieur (d'après Piton, 1985).

| N° échant. | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $2\sigma_m$ | $\epsilon_{\text{CHUR}}(0)$ | $T^{\text{DM}}(\text{Ga})$ |
|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------|-----------------------------|----------------------------|
| 233 | 0.1346 | 0.512324 | 23 | -6.1 | 1.59 |
| 4288 | 0.1313 | 0.512290 | 17 | -6.8 | 1.59 |

Tab.XV: composition isotopique du Nd du métagranite de La Picherais (unité inférieure, complexe de Champtoceaux).

L'intercept inférieur est délicat à interpréter; il a été défini comme représentant une limite inférieure de la cristallisation du granite, ce dernier pouvant être d'âge Ordovicien comme la plupart des granitoïdes calco-alcalins Sud-Armoricains (Calvez, 1976; Peucat et al., 1978; Peucat, 1983; Paquette et al., 1984; Jégouzo et al., 1986). Si le granite a bien cristallisé à l'Ordovicien, l'intercept inférieur n'a pas alors de signification géologique puisqu'il résulterait d'un modèle complexe faisant succéder à un mélange de deux populations de zircons une perte de Pb^* lors d'une crise épisodique intervenue pendant le métamorphisme de haut grade (fig.49). L'âge de 423 ± 10 Ma serait alors une limite supérieure du métamorphisme de haut grade, celui-ci prenant place dans une fourchette 360-423 Ma.

Fig. 49: diagramme U-Pb interprétatif du métagranite de La Picherais (Vidal et al., 1980). Cercles pleins: position effective des points analytiques; hexagones vides: position hypothétique des points avant une perte de Pb^* lors du métamorphisme.



Pour résumer cette étude géochronologique de l'unité inférieure, il est raisonnable d'affirmer que l'ensemble des roches de cette unité (métabasites, métapélites et métagranites) ont subi un métamorphisme éclogitique. La chronologie de ce métamorphisme de haut grade est délicate à préciser puisque deux pôles sont en présence: (1) d'une part 410-420 Ma et/ou (2) un âge minimum de 360 Ma.

Aucun élément ne permet de savoir s'il s'agit de deux épisodes tectonométamorphiques bien distincts, d'un unique événement qui se serait déroulé de manière continue entre ces deux pôles, ou bien encore si seul l'âge de 360 Ma correspond à un réel métamorphisme éclogitique. Une étude Rb-Sr sur biotite avait précisé la fin de l'histoire métamorphique dans le complexe de Champtoceaux à environ 350 Ma (Vidal, 1980).

L'âge du magmatisme initial des protolithes des éclogites de l'unité inférieure n'a pas pu être directement daté. Il n'y a pas d'évidence d'une mémoire ancienne dans ces roches, les protolithes pourraient donc tout à fait avoir cristallisé au Paléozoïque inférieur.

4.4/ Etude des métagabbros de l'unité supérieure.

Les métagabbros du complexe de Champtoceaux sont très comparables aux tholéites océaniques modernes (voir 3) et, à l'instar de celles-ci, ils ne contiennent généralement pas de zircons. Néanmoins, un échantillon (7456) a délivré environ 60 mg de zircons pour 100 kg de roche. Les cristaux sont de teinte jaune pâle et la majorité des individus sont de grande dimension (>120 microns) et fréquemment cassés. Au microscope électronique à balayage, les zircons apparaissent automorphes à subautomorphes (photos 15 et 16) et présentent des faces cristallines bien développées. Les images par cathodoluminescence permettent d'observer un léger zonage (photo 17), ce qui confirme l'habitus magmatique des cristaux les mieux préservés. Enfin, ni coeurs hérités, ni surcroissances n'ont été observés.

Cinq fractions granulométriques ont été analysées; elles définissent un excellent alignement (MSWD = 0.04) avec deux intercepts: un intercept supérieur à 1552 +133-129 Ma et un intercept inférieur à 371 +-3 Ma (fig.50; Tab.XVI). Les points analytiques sont très regroupés et très discordants (>95%); ce sont les plus grosses fractions qui sont les plus discordantes et les plus riches en U. Ces teneurs en U varient de 40 à 90 ppm, les teneurs en Pb* sont très faibles, de 3 à 6 ppm.

| 7456 Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Ages apparents en M.a | | |
|----------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| 55-80 μ | 46.7 | 3.2 | 276 | 0.1097 | 0.3110 | 0.06313 | 0.4978 | 0.05719 | 395 | 410 | 499 |
| 80-100 μ | 77.5 | 5.2 | 401 | 0.09315 | 0.2022 | 0.06260 | 0.4920 | 0.05709 | 391 | 407 | 495 |
| 120-132 μ | 90.4 | 6.0 | 1382 | 0.06696 | 0.2133 | 0.06194 | 0.4024 | 0.05648 | 387 | 400 | 471 |
| 132-149 μ | 74.2 | 5.0 | 435 | 0.08923 | 0.2785 | 0.06157 | 0.4749 | 0.05594 | 385 | 395 | 450 |
| 149 μ | 75.3 | 4.9 | 752 | 0.07521 | 0.2166 | 0.06140 | 0.4736 | 0.05593 | 384 | 394 | 450 |

Tab.XVI: résultats U-Pb du métagabbro 7456 (unité supérieure, complexe de Champtoceaux).

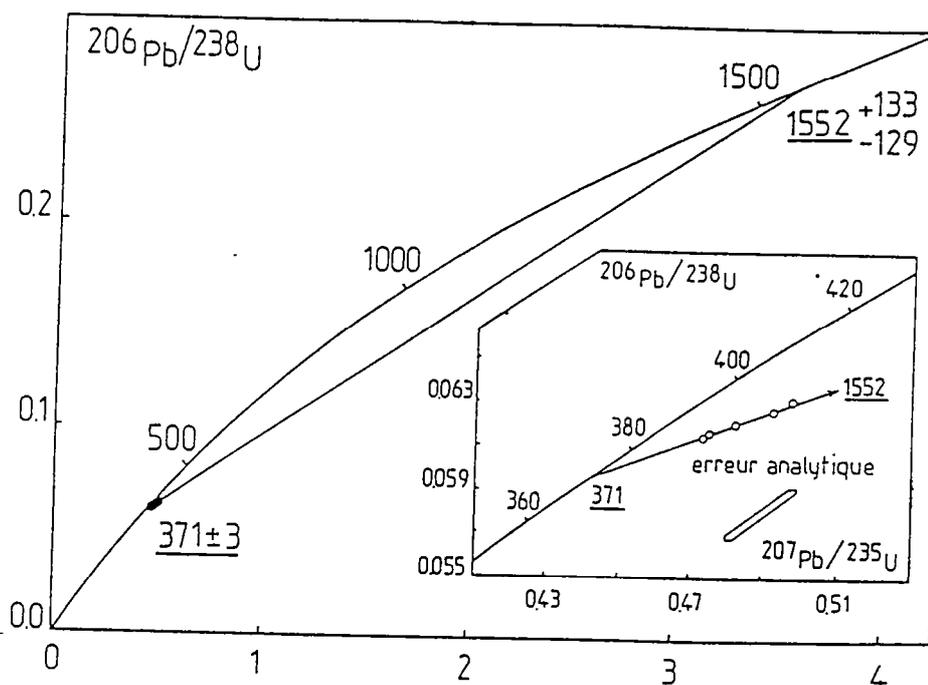


Fig.50: diagramme U-Pb du métagabbro 7458 (unité supérieure, complexe de Champtoceaux).

Que peuvent représenter les deux âges obtenus dans l'histoire de la roche? Les éléments de réflexion sont les suivants:

(1) L'échantillon est relativement peu métamorphisé (faciès schiste vert) et ne montre aucune relique d'un métamorphisme plus intense.

(2) Les zircons présentent un habitus assez nettement magmatique, ce caractère étant complémentaire de la première constatation.

(3) Les droites d'évolution isotopique en Sm-Nd de la plupart des métagabbros du complexe de Champtoceaux semblent indiquer un âge de magmatisme d'environ 500 Ma (fig.41b). Cependant, l'échantillon daté en U-Pb (7456) a un âge modèle T(DM) de 1.4 Ga qui est tout à fait compatible avec l'âge obtenu en intercept supérieur en U-Pb: 1552 +133-129 Ma.

(4) Le Pb commun n'apporte aucune contrainte sur la présence d'une éventuelle mémoire isotopique ancienne dans ces métagabbros (fig.46).

Deux hypothèses différentes seront proposées car il n'existe pas d'argument déterminant en faveur de l'une des deux:

(1) Le gabbro s'est mis en place à 1552 Ma; cette solution est compatible avec l'étude Sm-Nd et la possible existence d'un magmatisme océanique à 1.3 Ga en Vendée et Baie d'Audierne (Peucat et al., 1982). Dans ce cas, l'intercept inférieur à 371 Ma marquerait l'âge d'une perturbation du système U-Pb ayant provoqué l'importante discordance des points analytiques.

(2) Le gabbro a cristallisé à 371 Ma, cette hypothèse est également cohérente avec l'existence d'un magmatisme basique Dévonien dans la chaîne hercynienne (Pin, 1986a; Ménot et al., 1986; Pin et Piboule, en préparation). L'intercept supérieur à 1.5 Ga pourrait alors refléter l'influence d'une faible contamination crustale, comme il l'a été proposé pour les éclogites des MCEA (voir chapitre I). Cependant, aucun argument géochimique ne permet de confirmer cette hypothèse.

5/ DISCUSSION

5.1/ Les metabasites de baie d'Audierne et de Vendée.

Le complexe de Champtoceaux est particulièrement original vis à vis des autres massifs hercyniens du domaine Sud-Armoricain s.l. (en y incluant le Léon). Sur le plan géochimique, les protolithes des éclogites de l'unité inférieure de la nappe de Champtoceaux semblent moins typiquement océaniques que ceux des métagabbros de l'unité supérieure ainsi que des éclogites des complexes de Vendée et du Léon (Bernard-Griffiths et al., 1985; Cabanis et al., sous presse; voir chapitre III). Pour leur part, les pyroxénites à grenats de la baie d'Audierne pourraient provenir d'un site géotectonique du type arc insulaire (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985).

Sur le plan chronologique, le déroulement des épisodes magmatiques et métamorphiques semble notablement différent. En Vendée et en baie d'Audierne, la cristallisation des protolithes des metabasites a été proposée à environ 1.3 Ga (Peucat et al., 1982). Un métagabbro du complexe de Champtoceaux pourrait avoir cristallisé à 1.5 Ga (mais ce n'est qu'une hypothèse), tandis que les autres métagabbros de l'unité inférieure et les éclogites de l'unité supérieure ne montrent pas en règle générale (hormis une éclogite vraisemblablement contaminée) d'évidences de mémoire ancienne. En Vendée, le métamorphisme éclogitique a été proposé à $436 \pm 15-12$ Ma, alors qu'à Champtoceaux, il semble plus tardif, entre 410 et 360 Ma.

De nouvelles données géochimiques (Postaire, 1983; Vidal and Postaire, 1985; Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985) disponibles sur les metabasites des complexes cristallins de baie d'Audierne et de Vendée vont permettre de discuter des données géochronologiques antérieures obtenues sur ces roches (Peucat et al., 1982).

Deux échantillons de pyroxénites à grenats (A1 et A2) provenant de la baie d'Audierne avaient été analysés. Pris individuellement, l'échantillon A1 révélait les mêmes résultats que l'échantillon A2.

L'ensemble des cinq fractions de zircons analysées en U-Pb, représentant A1 et A2, ont alors été regroupées sur un même diagramme concordia et ont défini deux intercepts: un intercept inférieur à 384 ± 6 Ma et un intercept supérieur à 1252 ± 25 Ma. Les zircons, d'aspect sub-ovoïde, ne contenaient apparemment pas de coeurs.

Les zircons de l'échantillon A1 ont de faibles teneurs en U (20-40 ppm) et sont très discordants (92-97%). Les zircons de l'échantillon A2 ont des teneurs en U trois fois plus élevées (60-140 ppm) et sont nettement moins discordants (63-88%). Il faut remarquer que ce sont ces mêmes zircons A2 qui expriment le plus nettement une mémoire isotopique ancienne.

Les informations géochimiques (Postaire, 1983; Vidal and Postaire, 1985; Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985) permettent de formuler deux remarques:

(1) L'analyse de la composition isotopique du Pb commun n'apporte pas d'information sur l'existence d'une mémoire ancienne dans ces metabasites.

(2) A partir de l'étude Sm-Nd de deux pyroxénites à grenats de baie d'Audierne, des valeurs $\epsilon_{Nd}(T)(1.25 \text{ Ga}) = +6.0$ et $+8.6$ et $\epsilon_{Nd}(T)(0.5 \text{ Ga}) = +5.5$ et $+6.3$ ont été calculées (fig.51). Ces deux dernières valeurs sont homogènes autour de +6, ce qui semble plus compatible avec l'hypothèse d'une source de type arc insulaire pour ces metabasites (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985).

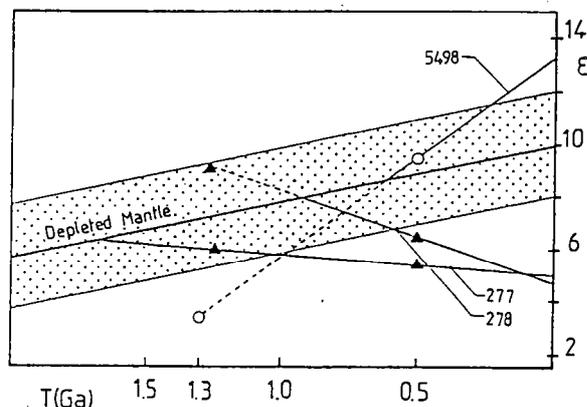


Fig.51: diagramme $\epsilon_{Nd} f(T)$ des pyroxénites à grenat de la baie d'Audierne (triangles pleins) et des éclogites de Vendée (cercles vides) (Bernard-Griffiths & Cornichet, 1985). En Vendée, l'âge du magmatisme à 1.3 Ga (U-Pb sur zircons) (Peucat et al., 1982) est peu compatible avec la droite d'évolution isotopique Sm-Nd de l'éclogite 5498.

Deux éclogites (4980 et 4981) provenant du complexe métamorphique de Vendée (carrière de la Gerbaudière) ont été étudiées. Les sept fractions de zircons analysées en U-Pb, représentant les deux échantillons 4980 et 4981 et regroupées dans un même diagramme concordia, ont défini deux intercepts: un intercept inférieur à $436 \pm 15-12$ Ma et un intercept supérieur à 1297 ± 60 Ma. Si l'on examine les données en détail, les informations fournies par les deux échantillons sont assez différentes.

(1) L'éclogite 4980 renferme des zircons d'aspect ovoïde et transparents contenant des coeurs arrondis. Ces zircons sont particulièrement pauvres en U (4-22 ppm). En reportant dans un diagramme concordia uniquement les trois fractions de zircons de l'échantillon 4980, l'on obtient deux intercepts: un intercept inférieur à 438 +46-56 Ma et un intercept supérieur à 1294 +114-97 Ma (fig.52); la discordance des points analytiques variant de 70 à 82%. Les âges obtenus pour les deux intercepts de l'unique échantillon 4980 sont les mêmes que dans la datation globale des deux échantillons 4980 et 4981, seules les erreurs changent.

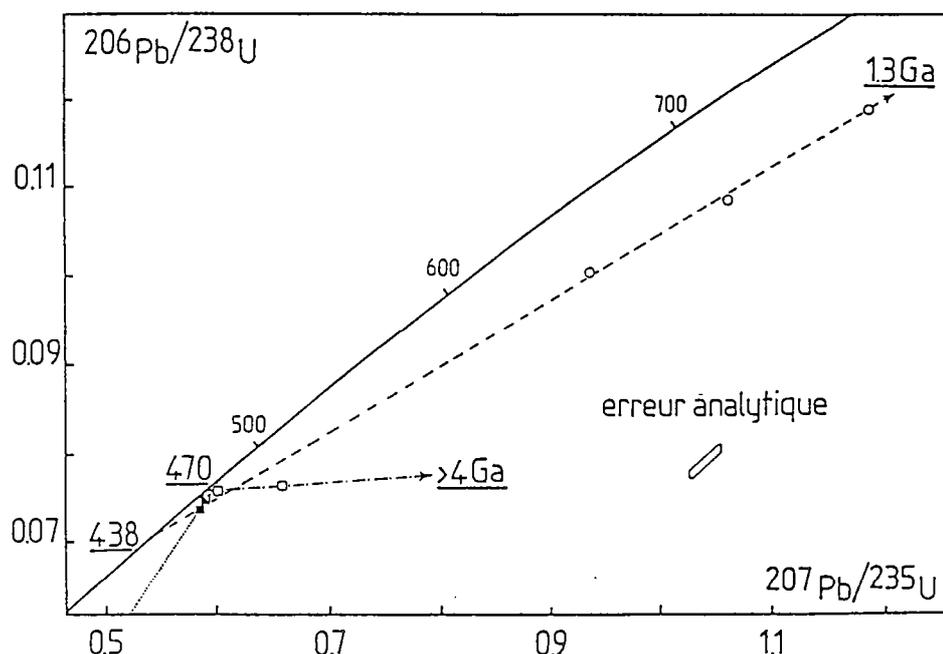


Fig.52: diagramme U-Pb des éclogites de Vendée (Peucat et al., 1982). cercles vides: n°4980; carrés: n°4981 (carré plein: zircons riches en U; carrés vides: zircons pauvres en U; carré barré: mélange des deux populations de zircons).

(2) L'éclogite 4981 comprend un mélange de zircons subautomorphes, de teinte brune, très riches en U (jusqu'à 1000 ppm) et d'une seconde population, de forme ovoïde, de teinte claire, plus pauvre en U (35-80 ppm) et présentant des coeurs à faces cristallines développées et probablement zonés (Peucat, 1983). En reportant dans un diagramme concordia uniquement les quatre fractions de zircons provenant de cette éclogite 4981, l'on obtient deux intercepts: un intercept inférieur à 462 +3-5 Ma et un intercept supérieur à 3015 +1139-716 Ma; la discordance des points analytiques étant supérieur à 99%.

Si l'on dissocie les deux populations "haute teneur en U" et "faible teneur en U" (et présence de coeurs), les résultats obtenus sont les suivants (fig. 52): (i) les deux fractions "haute teneur en U" indiquent en intercept supérieur un âge de 470-490 Ma. (ii) Les deux fractions "faible teneur en U" permettent d'obtenir en intercept inférieur un âge de 470 Ma et en intercept supérieur une mémoire ancienne, mais qui ne permet pas de calculer un âge significatif.

L'étude géochimique de ces éclogites va apporter deux informations complémentaires:

(1) L'analyse de la composition isotopique du Pb commun confirme l'existence d'une mémoire ancienne pour l'éclogite 4981; en revanche il n'est pas possible d'obtenir de précisions pour 4980 (Postaire, 1983).

(2) L'étude REE et Sm-Nd a été effectuée sur une éclogite (5498) prélevée sur le même affleurement que les échantillons 4980 et 4981 et qui - bien que présentant un rapport $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ de 0.2572 quelque peu élevé pour un MORB type N - représente 90% des éclogites de Vendée (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). Cette éclogite présente un spectre de REE comparable aux N-type MORB actuels. Pour cette roche, les valeurs $\text{CNd}(T)(1.3 \text{ Ga}) = +3.3$ et $\text{ENd}(T)(0.5 \text{ Ga}) = +9.5$ ont été calculées (fig.51).

A la lumière de l'ensemble de ces observations, deux principales constatations peuvent être proposées pour l'interprétation des âges obtenus sur les éclogites de Vendée:

(1) D'une part, l'échantillon d'éclogite 4981 apparait comme fort complexe avec un mélange de plusieurs populations de zircons qui indiquent des histoires géologiques, probablement très différentes. L'absence de données géochimiques ne permet pas de retrouver la nature exacte du protolithe de cette roche qui est très énigmatique. Cette diversité des caractères tant chimiques que morphologiques et cristallins des populations de zircons permet de suspecter un éventuel phénomène d'assimilation crustale dans cette roche.

(2) D'autre part, l'échantillon d'éclogite 4980 est le traceur déterminant de cette datation, car ce sont ses trois points analytiques qui définissent les deux intercepts. Un problème se pose néanmoins sur la signification de l'intercept supérieur. En effet, la figure 51 montre bien qu'à 1.3 Ga, la source de cette roche n'est plus mantellique; or le spectre de REE est relativement caractéristique d'un N-type MORB. En revanche, la valeur $\text{ENd}(T)(500 \text{ Ma})$ est elle parfaitement mantellique. Ce conflit entre les données géochimiques et géochronologiques rappelle quelque peu les problèmes de contamination développés dans le cas des éclogites des massifs cristallins externes alpins (voir chapitre I). Ceci pose le problème de la signification réelle de ces intercepts supérieurs à 1300 Ma.

5.2/ Les implications géologiques.

Cette étude géochimique et géochronologique a permis d'affirmer les particularités du complexe de Champtoceaux, définies lors de l'étude pétrologique. L'unité inférieure est entièrement métamorphisée en climat éclogitique. Les metabasites éclogitiques étudiées présentent des caractères géochimiques de roches d'origine océanique affectées par l'éventuelle intervention d'un composant crustal, soit au niveau de la source mantellique, soit au niveau du site de mise en place du magma. Le métamorphisme éclogitique a été proposé entre 410 et 360 Ma environ, avec une rétro-morphose en faciès schistes bleus. Le magmatisme initial n'a pas pu être directement daté mais il est possible qu'il ait pris place au Paléozoïque inférieur ou moyen.

Les métagabbros de l'unité inférieure présentent des caractères géochimiques mantelliques de roches océaniques. Le magmatisme initial de ces gabbros pourrait avoir pris place au Paléozoïque inférieur, néanmoins un échantillon daté en U-Pb sur zircons permet de proposer deux solutions pour l'âge de magmatisme initial de cette roche: 1552 ou 371 Ma. L'âge du métamorphisme n'est pas connu. En effet, l'unité supérieure est essentiellement en climat épizonal et la genèse des gabbros coronitiques est encore mal connue; s'agit-il d'un épisode métamorphique granulitique ou bien de textures de refroidissement de magma?

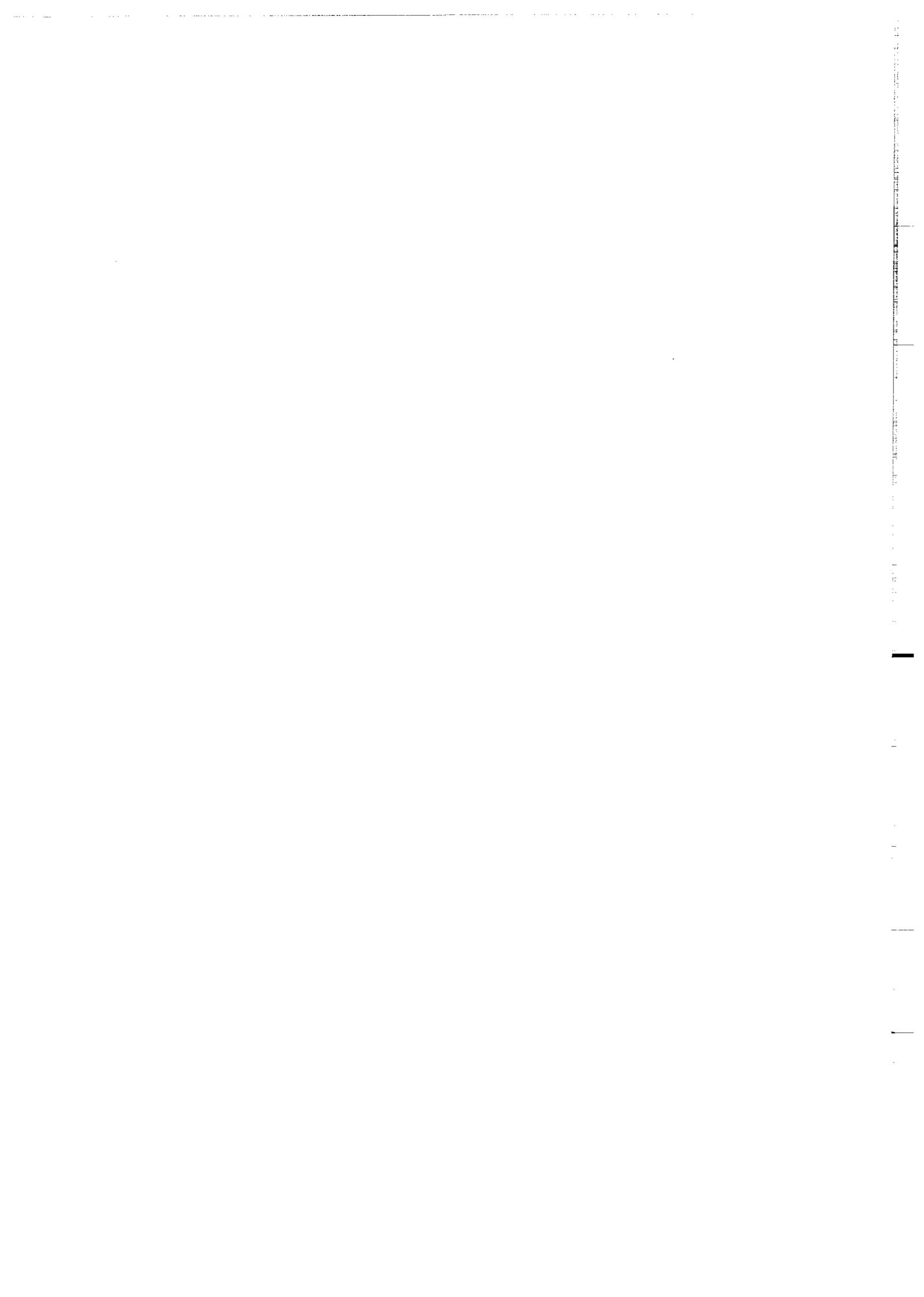
Quoiqu'il en soit, il existe une claire distinction entre l'unité inférieure "éclogitique" et l'unité supérieure "ophiolitique" du complexe de Champtoceaux..

La mise en place des grandes nappes hercyniennes implique la superposition d'unités lithologiques allochtones différentes. Cette juxtaposition d'unités différentes au sein des massifs cristallins a déjà été décrite dans le Massif Central (Girardeau et al., 1986; Pin et Piboule, en préparation), dans les massifs externes Alpains (Ménot et al., 1986) et en Péninsule Ibérique (Iglésias et al., 1981; Iglésias and Ribeiro, 1983). La présente étude a permis de démontrer que la nappe de Champtoceaux s'identifiait parfaitement à ces structures hercyniennes.

CHAPITRE III:

LE LEON.

(Article sous presse au Bulletin de Minéralogie).



**GEOCHRONOLOGIE ET GEOCHIMIE DES
ECLOGITES DU LEON:
NOUVELLES CONTRAINTES SUR
L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE
DU NW DU MASSIF ARMORICAIN.**

Jean-Louis PAQUETTE, Pascal BALE, Michel BALLEVRE et Yvon GEORGET.

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (C.N.R.S.),
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu - 35042 RENNES
Cedex.

RESUME

La présence de reliques éclogitiques dans la région du Léon (NW du Massif Armoricaïn, France) indique l'existence d'un événement métamorphique de haute pression, inconnu jusqu'alors dans tout le domaine Nord-armoricaïn. Les conditions thermobarométriques du métamorphisme ont été déterminées à 650-700°C pour une pression minimale de 13-14 kbar. Le caractère océanique des protolithes des éclogites et la datation en U-Pb sur zircon du métamorphisme de haute pression à 439 Ma révèlent la similitude des éclogites du Léon avec celles de Vendée dans le domaine Sud-armoricaïn. Ces nouvelles données s'intègrent parfaitement dans l'hypothèse d'une évolution hercynienne du Léon, comparable à celle du domaine Sud-armoricaïn (Balé et Brun, 1986).

INTRODUCTION

Le Léon possède une situation géologique particulière au sein du Massif Armoricaïn. Situé à la terminaison Nord-Ouest de la Bretagne, il est en contact avec les séries cadomiennes du domaine Nord-armoricaïn à l'Est et avec le domaine Centre-armoricaïn au Sud. Du point de vue géologique, ce domaine forme une entité structurale qui contraste avec la zonation classique de la chaîne hercynienne armoricaïne. Longtemps considéré comme un domaine ancien structuré au Précambrien (Cogné and Shelley, 1966; Chauris, 1972; Cabanis, 1976), de nouvelles données tant géochronologiques (Cabanis et al., 1979) que structurales (Balé et Brun, 1986) tendent à intégrer le Léon dans un schéma tectonique entièrement Paléozoïque. La présence de reliques éclogitiques démontre l'existence d'une phase de métamorphisme de haute pression dont la tectonique associée est masquée par les déformations postérieures.

Une récente hypothèse, basée sur l'analyse lithologique et structurale des unités du Léon, propose un âge éo-hercynien pour cet épisode de haute pression et rattache l'évolution du Léon, durant le Paléozoïque inférieur, à celle du domaine Sud-armoricain (Balé et Brun, 1986).

Le plus ancien épisode tectonométamorphique connu dans le domaine du Léon n'est préservé que dans les éclogites. Une étude pétrologique, géochimique et géochronologique de ces éclogites a été entreprise, afin de déterminer la nature du protolithe, les conditions pression-température et l'âge (cadomien ou hercynien) de cet événement de haute pression.

I - ETUDE STRUCTURALE

1 - Cadre géologique:

Le Léon est globalement constitué de deux types d'unités: (i) des séries métamorphiques et (ii) un vaste ensemble plutonique composé en majeure partie de granites et de granodiorites d'origine crustale (Barrière et al., 1983; Georget et al., 1986), d'âge Carbonifère (Leutwein et al., 1969; Georget et al., 1986), intrusif dans les séries métamorphiques (Fig. 1).

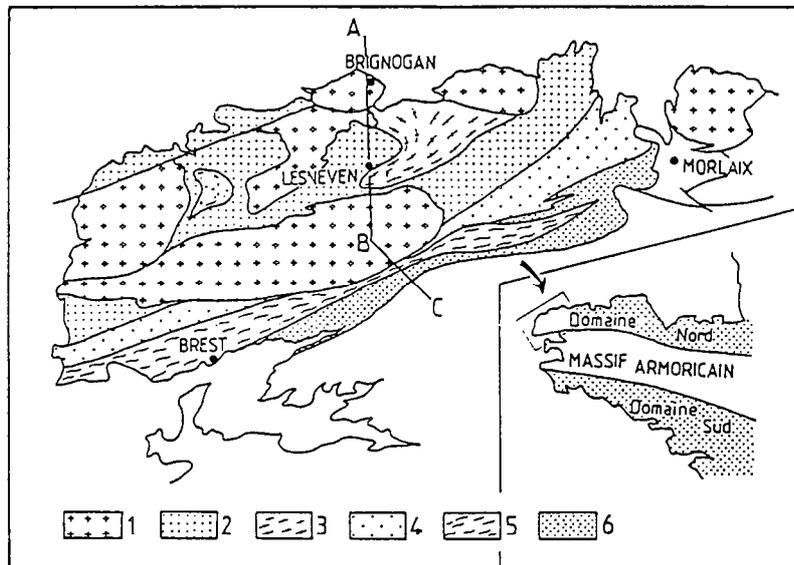


Fig. 1: Carte géologique simplifiée du Léon (modifiée d'après Chauris, 1972). 1: granites hercyniens, 2: gneiss de Lesneven, 3: orthogneiss de Plounévez-Lochrist, 4: micaschistes du Conquet, 5: gneiss de Brest, 6: micaschistes de l'Elorn; ABC trajet de la coupe de la figure 3.

Ces épisodes plutoniques sont synchrones des événements tectoniques carbonifères (Balé et al., 1986; Goré et Le Corre, 1987).

Les éclogites sont localisées dans une unité métamorphique: la série de Lesneven (Fig. 2) à proximité du contact avec les orthogneiss de Plounévez-Lochrist (Cabanis, 1986; Balé et al., 1986). Elles sont associées à d'autres metabasites (amphibolites et pyroxénites) et affleurent sous forme de lentilles ou de niveaux boudinés.

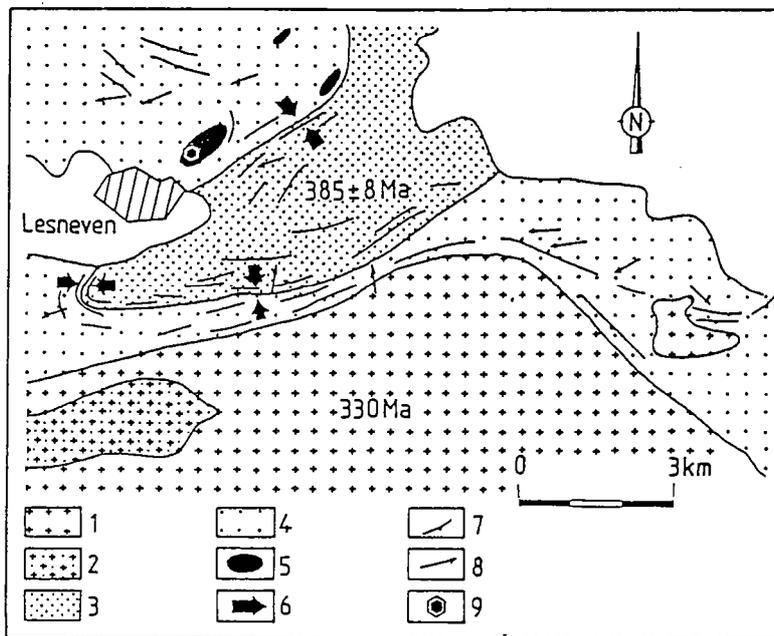


Fig. 2: Carte géologique et localisation des éclogites étudiées. 1: granite de Kersaint, 2: diorite, 3: orthogneiss de Plounévez-Lochrist, 4: gneiss de Lesneven, 5: amphibolites et éclogites, 6: gradient de déformation, 7: foliation, 8: linéation d'étirement, 9: localisation de l'éclogite 8212.

(1) La série de Lesneven est une unité de paragneiss et de micaschistes très intensément déformés et métamorphisés.

(2) La série de Plounévez-Lochrist présente deux principaux faciès: le plus important est représenté par des gneiss oeilés à gros grains caractérisés par la présence de clastes de feldspath potassique. Le second faciès correspond à des niveaux plus clairs, à grains fins, interstratifiés dans les gneiss oeilés. Ces deux faciès, constituant la série de Plounévez-Lochrist, sont clairement d'origine orthodérivée, comme le prouve la présence d'anciens filons pegmatitiques déformés et réorientés parallèlement à la schistosité, ainsi que des couronnes de biotite incluses dans les clastes de feldspath potassique.

2 - La déformation:

Ces deux séries ont été affectées par une structuration très intense. Deux déformations superposées ont été mises en évidence (Balé et Brun, 1986). La déformation majeure s'exprime par l'apparition d'une schistosité dans laquelle se développent des minéraux syncinématiques: grenat, biotite, sillimanite. On notera la présence dans les gneiss de nodules silico-alumineux dans lesquels le disthène est partiellement transformé en sillimanite. La présence de fréquents niveaux anatectiques (diatexites) révèle l'importance du métamorphisme de haute température succédant à l'épisode de haute pression. La schistosité globalement orientée ENE-WSW, est pentée généralement vers le Nord. La linéation d'étirement est marquée par une linéation minérale et l'étirement des clastes de feldspath. A l'approche du contact entre les deux séries apparaît un fort gradient de déformation (Fig. 2) souligné par le développement de mylonites. Ce critère révèle la nature tectonique du contact.

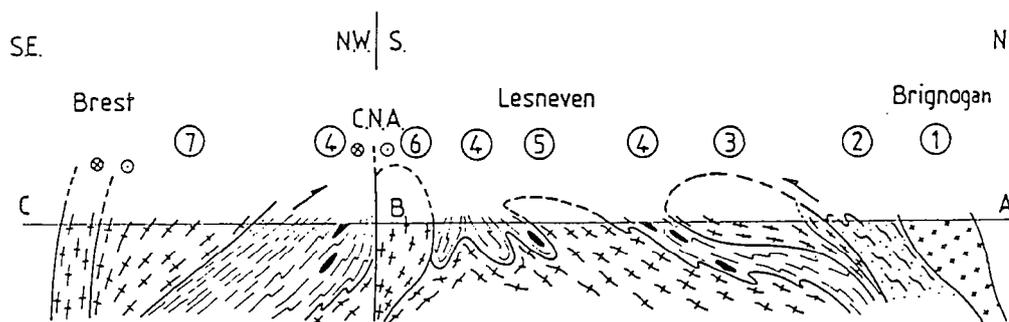


Fig. 3: Coupe synthétique dans les différentes unités du Léon. 1: granite de Brignogan, 2: gneiss et migmatites de Plouguerneau, 3: granite de l'Aber Ildut, 4: gneiss de Lesneven avec lentilles d'éclogites, 5: orthogneiss de Plounévez-Lochrist, 6: granite de Kersaint, 7: gneiss de Brest; C.N.A.: cisaillement Nord-armoricain.

La série des gneiss de Lesneven chevauche la série des gneiss de Plounévez-Lochrist et est responsable de la foliation I en climat métamorphique de type amphibolite. Le contact entre les deux unités est ensuite plissé, développant par endroit une schistosité II de type "fracture" qui s'accompagne de la cristallisation de chlorite et de minéraux opaques (Fig. 3). Le report des mesures du plan principal de déformation $\lambda_1\lambda_2$ (plan de schistosité) sur un canevas de Schmidt montre une dispersion des mesures de la schistosité I le long d'un grand cercle correspondant à un axe 35-40 au 230-240 (Fig. 4). C'est la phase II qui est responsable de la charnière anticlinale située au Sud de Lesneven (Fig. 3). Cette phase est à relier à la déformation régionale synchrone à la montée des plutons de l'Aber Ildut-Ploudalmézeau-Kernilis (Balé et al., 1986).

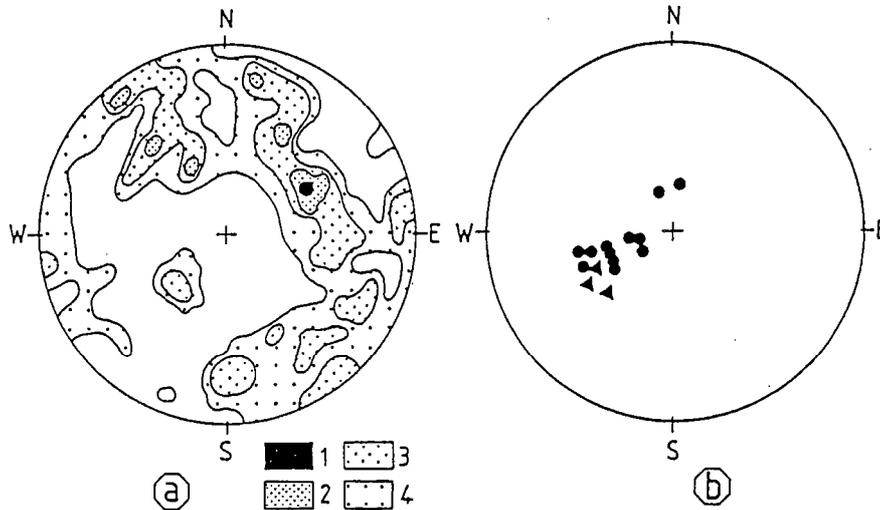


Fig. 4: a: Foliation de l'ensemble orthogneiss de Plounévez-Lochrist et paragneiss de Lesneven. Canevas de Schmidt; 100 mesures; contours 1: 4, 2: 3, 3: 2, 4: 1.

b: linéations d'étirement (cercles pleins) et axes de plis II (triangles pleins).

La linéation d'étirement est parallèle à l'axe de plissement II, excepté au contact Nord du granite de Kersaint où elle est vraisemblablement réorientée lors de l'intrusion du pluton. En conséquence, les critères de cisaillement s'inversent de part et d'autre des flancs de plis; il est donc très difficile de remonter à la vergence initiale des chevauchements.

L'âge obtenu conjointement par les méthodes Rb-Sr (environ 385 Ma) et U-Pb sur zircons (environ 400 Ma) (Cabanis et al., 1979) sur les orthogneiss de Plounévez-Lochrist démontre l'existence d'une structuration régionale hercynienne.

II - ETUDE PETROLOGIQUE

Parmi les metabasites éclogitiques du Léon, deux types majeurs sont distingués (Godard et Cabanis, 1985): le premier, de composition magnésienne, est caractérisé par la présence de zoïsite et de disthène; le second, de composition ferrifère, par la présence de quartz. Les éclogites sont en général fortement rétro-morphosées, l'omphacite matricielle étant totalement remplacée par des symplectites à diopside-plagioclase. L'échantillon 8212, où le pyroxène primaire est préservé en inclusion dans le grenat, a donc retenu notre attention.

Les études géochimiques et géochronologiques détaillées ont été complétées par une analyse pétrologique, dont l'objectif principal est de déterminer les conditions P-T du métamorphisme éclogitique. L'analyse des processus réactionnels durant la rétro-morphose n'entre pas dans le cadre de cette étude (Ballèvre et Balé, en préparation).

1 - Pétrologie et minéralogie:

La paragenèse primaire de l'échantillon 8212 comprend grenat + omphacite + épidote + amphibole + quartz + rutile. Le grenat, de grande taille (2 à 3mm de diamètre), contient de nombreuses inclusions de quartz, de rutile, d'amphibole brune à fort pléochroïsme ("pargasite") et de pyroxène vert pâle à vert vif (omphacite). Les inclusions de pyroxène sont localisées dans la partie externe du grain de grenat: de faible dimension (50 à 200 um), elles sont parfois abondantes et ne présentent pas en général d'orientation préférentielle. Dans la matrice, en raison du caractère statique des déstabilisations rétro-morphiques, la forme et les dimensions des grains d'omphacite et de quartz sont identifiables sans difficulté. Les phases matricielles primaires comprennent, outre l'omphacite et le quartz, l'épidote et une amphibole de grande taille (1-2 mm), poeciloblastique et de couleur vert pâle ("hornblende").

Les transformations rétro-morphiques se traduisent par (i) la croissance d'associations à amphibole + plagioclase + magnétite dans les fentes et au coeur du grenat, (ii) le développement de couronnes réactionnelles fibroradiées à amphibole + plagioclase autour du grenat, (iii) le remplacement de l'omphacite par des symplectites à pyroxènes + plagioclase et (iv) l'apparition d'une couronne de plagioclase autour de l'épidote.

Une analyse de la composition chimique des principales phases a été réalisée à la microsonde électronique (Microsonde Ouest, Ifremer, Brest). Les conditions analytiques suivantes ont été utilisées: tension d'accélération 15 kV, intensité du courant échantillon 15 nA et temps de comptage 6s.

. Le grenat (Tab. I) contient des teneurs négligeables en spessartine, andradite et ouvarovite et peut être considéré comme une solution solide des trois pôles almandin, pyrope et grossulaire (Fig. 5): la composition moyenne du grenat est proche de alm 55 - pyr 20 - gro 25. Aucune zonation significative n'a pu être mise en évidence.

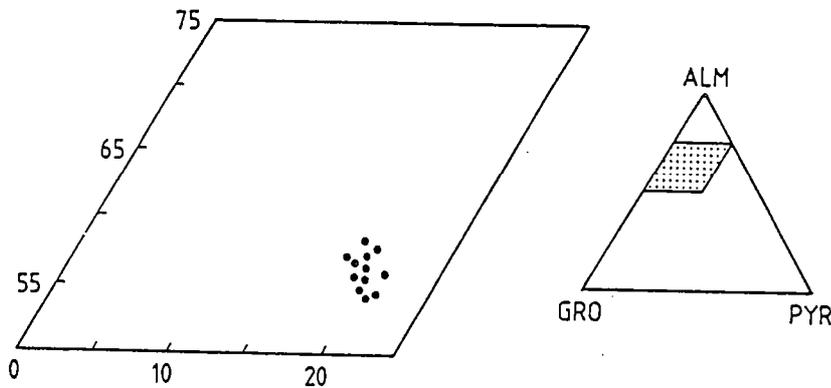


Fig. 5: Composition du grenat dans le diagramme almandin + spessartine (ALM), pyrope (PYR) et grossulaire + andradite + ouvarovite (GRO).

. Le pyroxène primaire (Tab. II) n'a pu être analysé qu'en inclusion dans le grenat. Il se situe, dans la classification d'Essene et Fyfe (1967), dans le champ des omphacites, à la limite du champ des augites sodiques (Fig. 6): les teneurs en jadéite sont d'environ 20-25%, celles en acmite varient entre 5 et 15%.

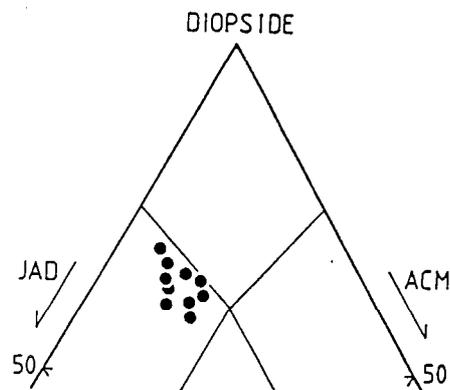


Fig. 6: Composition du pyroxène dans le diagramme diopside (DIO) - jadéite (JAD) - acmite (ACM).

. L'amphibole en inclusion est caractérisée par une forte teneur en TiO_2 (2-3%) et une faible quantité de Fe^{3+} : il s'agit, dans la classification de Leake (1978), de ferro-anpargasite. Les grandes amphiboles matricielles, qui ont été probablement partiellement rééquilibrées lors de la rétro-morphose, sont, par rapport aux précédentes, appauvries en TiO_2 (1,0-1,5%) et enrichies en Fe^{3+} : dans la classification de Leake (1978), ce sont en général des hornblendes édénitiques.

. L'épidote est relativement riche en Fe^{3+} (de 0,45 à 0,50 Fe^{3+} par formule unité sur la base de 12,5 oxygènes).

Tab. I: Analyses représentatives du grenat.

| N° anal. | 2 | 4 | 35 | 37 | 40 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 39.36 | 39.56 | 39.75 | 38.96 | 39.47 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.13 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 22.69 | 22.32 | 22.64 | 22.22 | 22.03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 |
| FeO total | 25.59 | 25.93 | 26.23 | 24.88 | 25.01 |
| MnO | 0.16 | 0.18 | 0.33 | 0.34 | 0.42 |
| MgO | 5.47 | 5.60 | 5.22 | 5.00 | 5.41 |
| CaO | 9.16 | 8.30 | 8.09 | 8.82 | 8.69 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 |
| K ₂ O | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 102.50 | 102.00 | 102.25 | 100.48 | 101.10 |
| Si | 2.981 | 3.005 | 3.015 | 3.005 | 3.024 |
| Al ^{IV} | 0.019 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Al ^{VI} | 2.007 | 2.000 | 2.024 | 2.021 | 1.990 |
| Ti | 0.002 | 0.002 | 0.000 | 0.008 | 0.001 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 1.621 | 1.648 | 1.664 | 1.605 | 1.602 |
| Mn | 0.010 | 0.012 | 0.021 | 0.022 | 0.027 |
| Mg | 0.618 | 0.644 | 0.590 | 0.575 | 0.617 |
| Ca | 0.744 | 0.676 | 0.658 | 0.729 | 0.713 |
| Na | 0.000 | 0.013 | 0.000 | 0.000 | 0.008 |
| K | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Total | 8.005 | 7.999 | 7.973 | 7.973 | 7.984 |
| pyrope | 20.63 | 21.60 | 20.11 | 19.61 | 20.86 |
| almandin | 54.17 | 55.32 | 56.73 | 54.76 | 54.13 |
| spessartine | 0.35 | 0.39 | 0.73 | 0.76 | 0.92 |
| grossulaire | 24.78 | 22.61 | 22.43 | 24.35 | 24.04 |
| andradite | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.26 | 0.04 |
| ouvarovite | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.26 | 0.00 |

Tab. II: Analyses représentatives du pyroxène en inclusion dans le grenat.

| N° anal. | 1 | 3 | 33 | 36 | 39 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 54.28 | 54.00 | 54.56 | 54.34 | 54.49 |
| TiO ₂ | 0.11 | 0.00 | 0.09 | 0.25 | 0.08 |
| Al ₂ O ₃ | 8.09 | 7.54 | 8.66 | 7.86 | 7.96 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.01 | 0.06 | 0.00 | 0.00 |
| FeO total | 8.74 | 9.06 | 8.26 | 7.65 | 8.09 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 |
| MgO | 9.26 | 9.37 | 9.10 | 10.18 | 9.93 |
| CaO | 15.29 | 15.16 | 14.63 | 16.26 | 14.87 |
| Na ₂ O | 4.95 | 5.10 | 5.55 | 4.40 | 5.44 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.04 |
| Total | 100.73 | 100.30 | 100.89 | 100.94 | 100.93 |
| Si | 1.956 | 1.951 | 1.952 | 1.952 | 1.945 |
| Al ^{IV} | 0.044 | 0.049 | 0.048 | 0.048 | 0.055 |
| Al ^{VI} | 0.300 | 0.273 | 0.318 | 0.285 | 0.280 |
| Ti | 0.003 | 0.001 | 0.002 | 0.007 | 0.002 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.085 | 0.137 | 0.108 | 0.056 | 0.149 |
| Fe ²⁺ | 0.179 | 0.137 | 0.139 | 0.174 | 0.093 |
| Mn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Mg | 0.498 | 0.502 | 0.485 | 0.545 | 0.528 |
| Ca | 0.590 | 0.587 | 0.561 | 0.626 | 0.569 |
| Na | 0.346 | 0.363 | 0.385 | 0.307 | 0.376 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 |
| Total | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| jadéite | 26.15 | 22.66 | 27.66 | 25.09 | 22.95 |
| acmite | 8.46 | 13.67 | 10.82 | 5.60 | 14.88 |
| diopside | 65.39 | 63.67 | 61.52 | 69.31 | 62.17 |

2 - Conditions P-T du métamorphisme éclogitique et histoire post-éclogitique:

La relative homogénéité des compositions chimiques des phases primaires suggère une bonne équilibration de la paragenèse éclogitique, ce qui permet son utilisation à des fins géothermobarométriques. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique ont été estimées grâce à deux méthodes.

L'échange Fe Mg-1 (grenat) = Fe Mg-1 (pyroxène) permet d'estimer la température. En l'absence d'omphacite matricielle, nous avons utilisé pour le calcul l'analyse des inclusions de pyroxène dans le grenat et du grenat au contact de l'inclusion. Nous admettons que les températures ainsi calculées sont celles du métamorphisme éclogitique.

Les couples grenat - pyroxène présentent une dispersion non négligeable des valeurs du coefficient de partage, bien que les valeurs de la fraction molaire du calcium dans le grenat se répartissent dans un faible intervalle (Fig. 7).

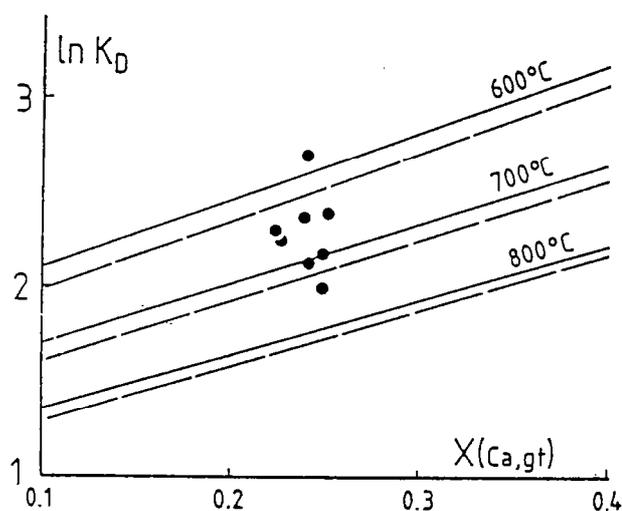


Fig. 7: diagramme $\ln K_D$ - $X(\text{Ca-gt})$ pour les couples grenat - omphacite. Les températures ont été calculées pour une pression nominale de 14 kbar grâce aux calibrations d'Ellis et Green (1979) (lignes continues) et Powell (1985) (lignes tiretées).

Cette dispersion est un effet de la teneur en acmite du pyroxène: plus la teneur en acmite est élevée (ou plus le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ est faible), plus les valeurs du coefficient de partage sont élevées (Tab. III). Cette dispersion n'est pas prise en compte par les calibrations d'Ellis et Green (1979) et de Powell (1985) de l'échange Fe Mg-1 entre grenat et pyroxène.

| Grenat | | Omphacite | | | ln K _D |
|--------|-----------|-----------|----------|------------------------------------|-------------------|
| N° | X (Ca,gt) | N° | acmite X | Fe ²⁺ /Fe ³⁺ | |
| 40 | 0.241 | 39 | 14.88 | 0.624 | 2.69 |
| 91 | 0.252 | 90 | 14.11 | 0.823 | 2.38 |
| 4 | 0.227 | 3 | 13.67 | 1.000 | 2.24 |
| 88 | 0.239 | 87 | 13.51 | 0.985 | 2.36 |
| 35 | 0.224 | 33 | 10.82 | 1.287 | 2.29 |
| 2 | 0.249 | 1 | 8.46 | 2.106 | 1.99 |
| 41 | 0.242 | 42 | 7.82 | 1.987 | 2.13 |
| 37 | 0.249 | 36 | 5.60 | 3.107 | 2.17 |

Tab. III: Effet de la teneur en Fe³⁺ de l'omphacite et de la fraction molaire du calcium dans le grenat X (Ca-gt) et sur le coefficient de partage (ln K_D) entre grenat et pyroxène.

Si l'on ne retient que les couples pour lesquels la teneur en acmite est minimale, les températures du métamorphisme écolitique se situent aux environs de 650-700C (Fig. 7 et 8).

L'estimation de la pression est basée sur la teneur en jadéite du pyroxène (Kushiro, 1969). En présence de quartz mais en l'absence de plagioclase, les pressions calculées sont des pressions minimales. Les modèles de Holland (1983) et Gasparik (1985) ont été utilisés pour le calcul de l'équilibre albite = omphacite (jadéite 30) + quartz. Les pressions minimales sont de l'ordre de 13-14 kbar à des températures de 650-700C (Fig. 8).

La dominance des équilibres locaux lors de la rétro-morphose (Ballèvre et Balé, en préparation) rend délicate une estimation précise des conditions P-T durant la rétro-morphose. Celle-ci est avant tout caractérisée par une décompression, comme le montre l'apparition des symplectites à diopside (jadéite 5-10%) + plagioclase (anorthite 15-20%) suivant la réaction omphacite + quartz = diopside + plagioclase. La transformation de l'omphacite en symplectites à diopside - plagioclase est classiquement observée lors de la rétro-morphose des écolites dans les conditions du faciès amphibolite (Lacroix, 1891; Brière, 1920; Eskola, 1921).

La rétro-morphose des écolites est probablement contemporaine des associations observées dans l'encaissant métapélitique (quartz + plagioclase + muscovite + biotite + grenat + sillimanite). Ces dernières ont cristallisé à des températures supérieures de celles de la disparition de la staurotide suivant une réaction telle que staurotide + muscovite + quartz = grenat + biotite + silicate d'alumine + H₂O. A ces températures, l'activité de H₂O dans les métapélites devait être élevée, en raison du développement local de la fusion partielle.

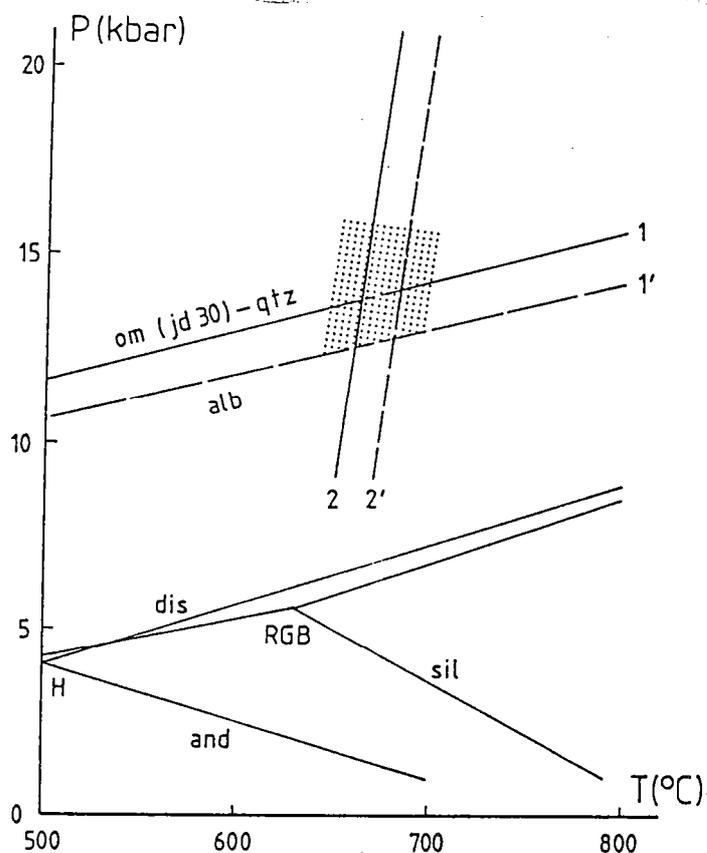


Fig. 8: Conditions P-T du métamorphisme éclogitique; relations entre andalousite (and), disthène (dis) et sillimanite (sil) d'après Richardson et al. (1969) (RGB) et Holdaway (1971) (H). L'équilibre omphacite (jadéite 30) + quartz = albite (om (jd 30) + qz = alb) a été calculé d'après les modèles de Holland (1983) (courbe 1') et de Gasparik (1985) (courbe 1). Les courbes 2 (d'après Powell (1985)) et 2' (d'après Ellis et Green (1979)) représentent l'équilibre grenat-omphacite pour $\ln KD = 2,2$ et $X(\text{Ca-gt}) = 0,24$.

La présence dans les paragneiss de nodules silico-alumineux où le disthène est en grande partie remplacé par de la sillimanite fibrolitique fournit une indication du chemin P-T lors de la rétro-morphose: en première approximation, celle-ci peut être caractérisée comme étant une décompression isotherme.

III - GEOCHIMIE - GEOCHRONOLOGIE

1 - Géochimie:

Les concentrations en éléments majeurs ont été dosées par fluorescence X (spectrométrie X, Siemens S.R.S.). Les concentrations en terres rares des échantillons roche totale ainsi que les teneurs en Sm et en Nd du grenat g8212 ont été dosées par dilution isotopique et spectrométrie de masse (CAMECA TSN 206, 60°, 30 cm), suivant les techniques décrites dans Jahn et al. (1980a). Le spectre de terres rares du grenat a été obtenu par activation neutronique instrumentale (CANBERRA, détecteur germanium dopé au lithium) selon la méthode décrite par Jaffrèzic et al. (1977). Les valeurs chondritiques sont celles préconisées par Masuda et al. (1973) divisées par 1,2 (Taylor and Gorton, 1977).

| wt% | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁺ | Total |
|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------|
| 7686 | 46,79 | 15,90 | 8,02 | 0,15 | 10,46 | 13,47 | 2,85 | 0,00 | 0,65 | 0,32 | 0,04 | 98,65 |
| 8212 | 47,46 | 13,03 | 14,42 | 0,19 | 7,31 | 10,90 | 2,51 | 0,03 | 1,68 | 0,14 | 0,12 | 97,79 |
| µg/g | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Er | Yb | Lu | |
| BEN | 78,8 | 148,3 | - | 9,97 | 3,68 | - | 1,14 | - | - | 1,97 | - | |
| 7686 | 1,36 | 4,23 | 4,14 | 1,50 | 0,76 | 2,04 | - | 2,45 | 1,52 | 1,39 | 0,21 | |
| 8212 | 3,71 | 11,94 | 11,32 | 4,19 | 1,53 | 6,11 | - | 7,33 | 4,68 | 4,63 | 0,72 | |
| g8212 | 0,57 | 0,96 | 1,45 | 0,51 | 0,35 | - | 1,29 | - | - | 13,66 | 2,39 | |
| µg/g | Nb | Zr | Y | Sr | Rb | V | Ni | Cr | Ba | Th | Ta | Hf |
| BEN | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 10,4 | 6,67 | 5,7 |
| 8212 | 7,8 | 86 | 54 | 118 | 12 | 414 | 62 | 162 | 40 | 0,25 | 0,21 | 2,7 |

Tab. IV: Concentrations en éléments majeurs, traces et REE des éclogites 7686, 8212 et du grenat g8212. Eléments majeurs et traces (exceptés Th, Ta et Hf) dosés par fluorescence X. REE des éclogites 7686 et 8212 par dilution isotopique; REE du grenat g8212 et Th, Ta, Hf (8212) dosés par activation neutronique instrumentale. B.E.N. standart: basalte d'Essey-la-Côte.

Deux échantillons d'éclogites ont été analysés, les résultats sont reportés dans le tableau IV. L'échantillon 7686 (cercles pleins) correspond à une éclogite magnésienne (Fig. 9) et présente un spectre de terres rares (REE) appauvri en terres rares légères (LREE) et sub-horizontale en terres rares lourdes (HREE) avec une anomalie positive en Eu bien marquée ($Eu/Eu^* = 1,33$). Les concentrations varient de 4 fois les chondrites en La à environ 8 fois en HREE. Le second échantillon 8212 (cercles évidés) correspond à une éclogite riche en fer. Plus évolué que le précédent, il présente un spectre de REE parallèle à ce dernier, mais cette fois la concentration varie de 12 fois les chondrites en La à 22 fois en Lu et l'anomalie en Eu est faiblement négative ($Eu/Eu^* = 0,90$).

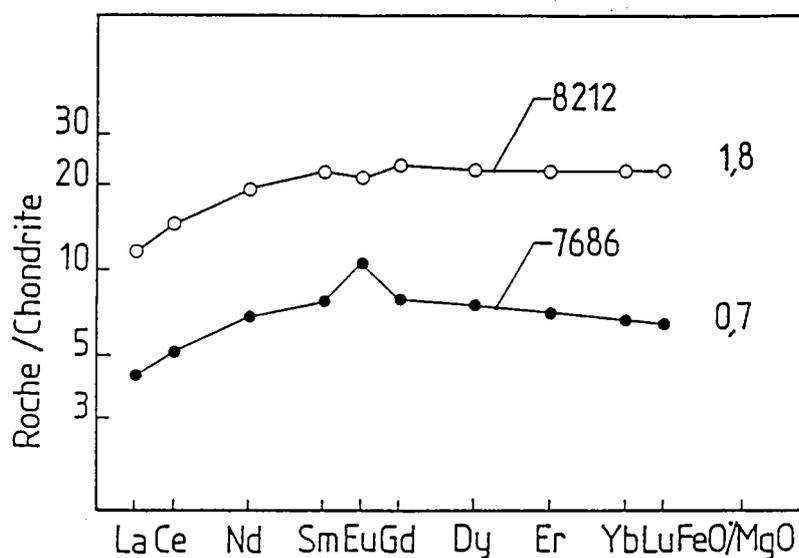


Fig. 9: Spectres de terres rares (REE) des écloğites de Lesneven.

Ce type de spectre de REE est comparable à ceux des basaltes actuels de type N-MORB (Schilling, 1975; Sun et al., 1979; Jahn et al., 1980b; Jahn, 1986). Néanmoins, certaines tholéites d'arc insulaire peuvent également présenter des spectres de REE très semblables aux N-MORB (Rautenschlein et al., 1985). Aussi, le site géotectonique de mise en place des protolithes de ces écloğites sera déterminé à l'aide d'éléments en traces discriminants et peu sensibles à l'altération et au métamorphisme (Garcia, 1978; Pearce, 1982). Tout d'abord le rapport Ta/Th de l'échantillon 8212 est voisin de 1 (Tab. IV), ce qui est une valeur caractéristique des roches magmatiques des domaines d'expansion océanique (Joron et Treuil, 1977). D'autre part, les teneurs en Nb et Ta sont plus élevées dans l'échantillon 8212 que dans les tholéites liées aux zones de subduction (Briqueu et al., 1984; Rautenschlein et al., 1985). Enfin, l'échantillon 8212 se situe dans le champ des N-MORB dans les diagrammes de discrimination Hf/Th/Ta (Wood, 1980) (Fig. 10a), Nb/Zr/Y (Meschede, 1986) (Fig. 10b) et Ti vs. Cr (Pearce, 1975) (Fig. 11). Dans ces deux derniers diagrammes, a été reporté un échantillon représentatif (5498) des écloğites de Vendée (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). L'homogénéité des compositions entre 5498 et 8212 illustre la similitude du chimisme des écloğites de Vendée, caractérisées comme d'anciens N-MORB (Montigny et Allègre, 1974; Godard, 1981; Bernard-Griffiths, 1985) et des écloğites du Léon.

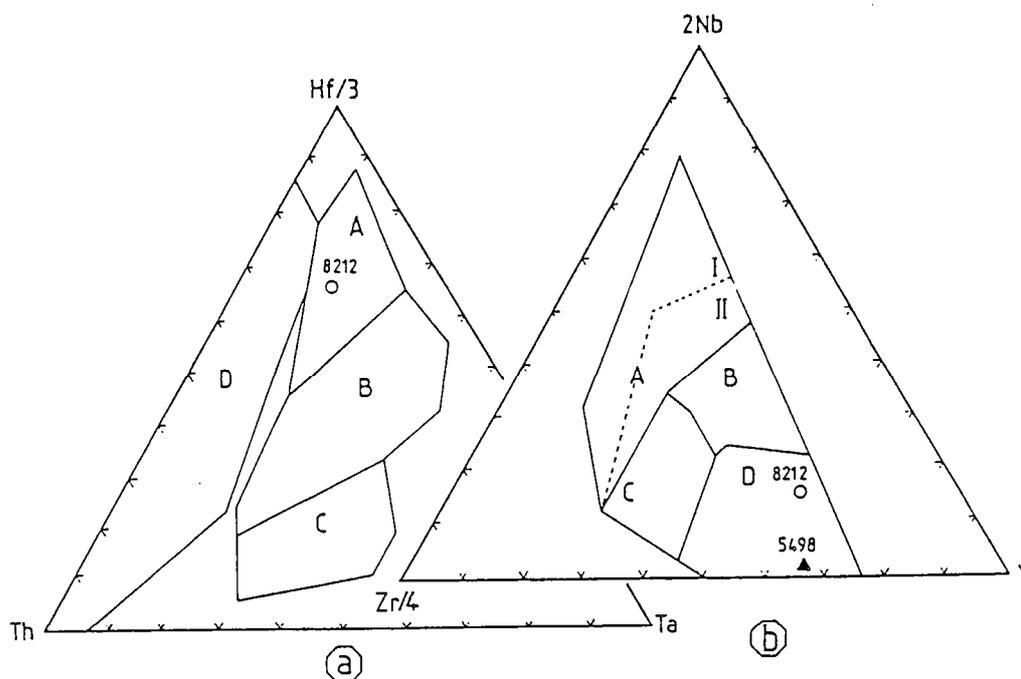


Fig. 10: a - Diagramme Hf/Ta/Th (Wood, 1980). A: MORB type N B: MORB type E et tholéites intraplaque; C: basaltes alcalins (intraplaque); D: basaltes liés aux zones de subduction.

b - Diagramme Nb/Y/Zr (Meschede, 1986). AI + AII: basaltes alcalins (intraplaque); AII + C: tholéites intraplaque; B: MORB type P; D: MORB type N; C + D: basaltes liés aux zones de subduction. 5498 (triangle noir) représente 90% des éclogites de Vendée (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985); 8212 (cercles évidés): éclogite du Léon.

L'étude des isotopes du Nd permet de montrer que la source des éclogites du Léon est compatible avec une source de type MORB, aux deux âges possibles de magmatisme: 800 Ma ou 500 Ma (voir étude géochronologique) (Fig. 12).

Il semble donc que les deux roches étudiées soient compatibles avec un site originel d'expansion océanique. Les deux spectres de REE obtenus peuvent s'intégrer à une même lignée tholéitique allant d'un terme cumulatif (7686), avec $TiO_2 = 0,65\%$ et $FeO^*/MgO = 0,7$, jusqu'à un terme différencié (8212), avec $TiO_2 = 1,68\%$ et $FeO^*/MgO = 1,8$. Ces deux échantillons peuvent représenter les termes ultimes, cumulat et liquide résiduel, d'une différenciation à partir d'une roche basaltique de type N-MORB; le liquide primaire pouvant se disposer exactement entre les deux spectres de REE de la figure 9. Cette analogie entre certaines éclogites et les basaltes océaniques a déjà été mentionnée dans le domaine

Sud-armoricain (Montigny et Allègre, 1974; Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985) et dans plusieurs massifs de la chaîne hercynienne (Giraud et al., 1984; Bernard-Griffiths et al., 1985; Bodinier et al., 1986). Il est raisonnable de considérer les protolithes des éclogites du Léon comme d'anciennes roches basiques d'origine océanique, ayant subi des événements tectonométamorphiques de H.P.-H.T. Un travail reposant sur la géochimie des éléments en traces est parvenu à des conclusions similaires (Cabanis, 1986).

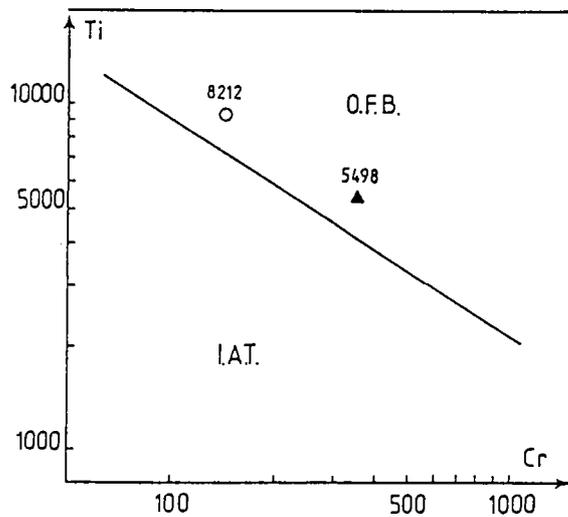


Fig. 11: Diagramme Ti - Cr (Pearce, 1975). O.F.B.: basaltes de plancher océanique; I.A.T.: tholéites d'arc insulaire. Mêmes symboles que figure 10.

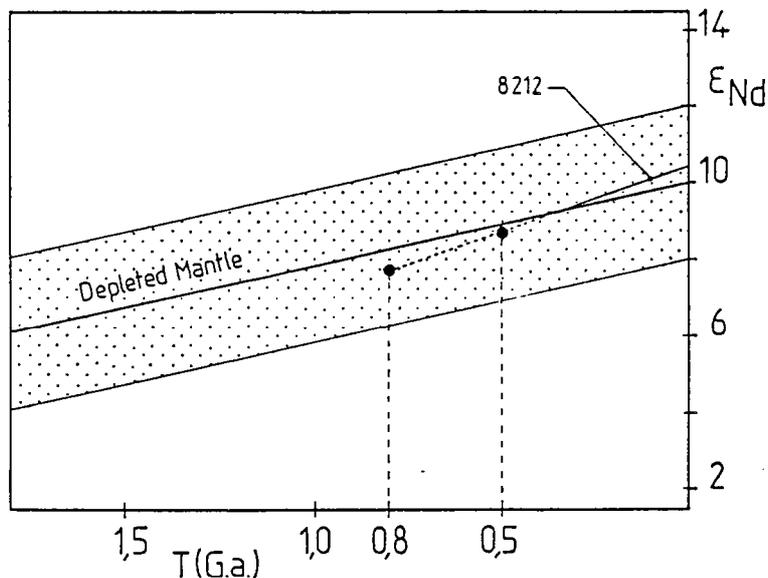


Fig. 12: Diagramme Nd f(T) de l'éclogite du Léon 8212.

Une approche de l'âge du métamorphisme a été tentée par la méthode Sm-Nd sur le couple roche totale - grenat. En règle générale, le grenat se caractérise par un spectre de REE très fractionné, enrichi en HREE et appauvri en LREE avec un rapport Sm/Nd voisin de 1 (Griffin and Brueckner, 1985). Le spectre de REE obtenu sur le grenat g8212 (Fig. 13) a l'aspect général caractéristique de ce minéral mais avec un rapport Sm/Nd très faible ($Sm/Nd = 0,35$), comparable avec la valeur mesurée sur l'échantillon roche totale 8212 ($Sm/Nd = 0,37$).

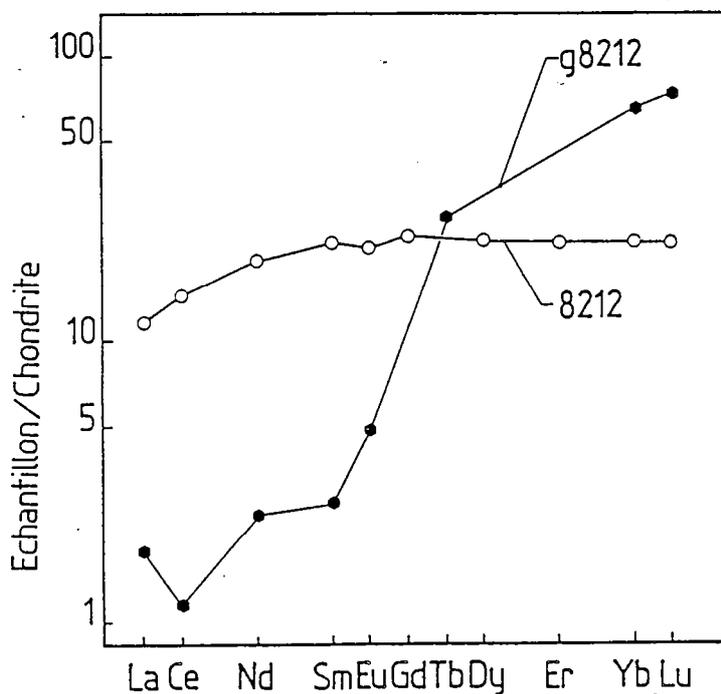


Fig. 13: Spectres de REE (en dilution isotopique) de l'éclogite 8212 en roche totale et du grenat g8212 (en activation neutronique instrumentale).

Cette absence d'écart en abscisse entre les rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ de la roche totale et du grenat ne permet pas la construction d'une isochrone. La cause en est probablement la présence de nombreuses inclusions d'amphibole et de plagioclase dans le grenat; ces phases minérales, plus riches en LREE, produisent une diminution du rapport Sm/Nd. Cette explication est étayée par les mesures des constitutions isotopiques du néodyme qui ont donné des résultats comparables dans le grenat et dans la roche totale (Tab. V). L'utilisation du chronomètre Sm-Nd sur roche totale et minéraux séparés apparaît difficile à mettre en pratique dans les éclogites du Léon. Elle dépend étroitement de la quantité et de la qualité des phases minérales incluses dans le grenat.

| N° | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\pm 2\sigma)$ | $\epsilon\text{CHUR}(0)$ | $\epsilon\text{CHUR}(t=0,56\text{Ga})$ | $\epsilon\text{CHUR}(t=0,86\text{Ga})$ |
|-------|-----------------------------------|--|--------------------------|--|--|
| 8212 | 0,2232 | 0,513175 ± 10 | +10,5 | +8,8 | +7,7 |
| g8212 | 0,2760 | 0,513159 ± 18 | - | - | - |

Tab. V: Compositions isotopiques du Nd. INd CHUR (0) = 0,51264; ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) CHUR = 0,1967.

2 - Géochronologie U-Pb sur zircons:

Environ 50 mg de zircons ont été extraits de 130 kg de l'échantillon d'éclogite 8212. Les individus sont translucides, de teinte jaune pâle et renferment de rares inclusions. Au microscope électronique à balayage, les zircons présentent des formes ovoïdes avec un allongement maximum de 2. Aucune structure cristalline de type coeur, surcroissance ou zonage n'a été identifiée par cathodoluminescence. Les analyses ont été réalisées sur trois fractions granulométriques (Tab. VI) selon la méthode mise au point par Krogh (1973). Les teneurs en U, environ 10 $\mu\text{g/g}$, et en Pb radiogénique, environ 0,8 $\mu\text{g/g}$, sont extrêmement faibles.

| FRACTIONS (μm) | CONCENTRATIONS | | RAPPORTS ISOTOPIQUES | | | |
|--------------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| | U ($\mu\text{g/g}$) | Pb ($\mu\text{g/g}$) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ |
| (1) 55-80 | 10,5 | 0,79 | 430 | 0,05698 | 0,07499 | 0,5892 |
| (2) 100-120 | 9,5 | 0,72 | 500 | 0,05989 | 0,08746 | 0,7223 |
| (3) 132-149 | 9,4 | 0,85 | 142 | 0,06019 | 0,08878 | 0,7368 |

Tab. VI: Résultats U-Pb sur zircons de l'éclogite 8212.

L'alignement des points expérimentaux dans le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ahrens, 1955) (Fig. 14) permet de construire une droite discordia (M.S.W.D.=0,005) qui recoupe la courbe concordia en deux intercepts: un intercept supérieur à 801 ± 50 -42 Ma et un intercept inférieur à 439 ± 12 -13 Ma. La discordance des points analytiques varie de 70 à 93%.

Les calculs d'erreurs ont été effectués à l'aide du programme de Davis (1982). Ce programme a permis d'amplifier l'erreur de la fraction 132-149 μm (erreur sur le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ = 50%), ce qui est plus réaliste au vu du mauvais rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesuré sur cette fraction.

L'intercept supérieur à 801 Ma est délicat à interpréter, deux solutions sont proposées (1) il peut s'agir de l'âge de cristallisation du protolithe de l'éclogite, comme il l'a été proposé pour les éclogites de Vendée (Peucat et al., 1982).

(2) La seconde interprétation propose l'existence d'un très faible phénomène de contamination n'altérant pas les marqueurs géochimiques (REE et isotopes du Nd) mais faussant la signification de l'intercept supérieur en géochronologie U-Pb sur zircons (Paquette et al., 1986).

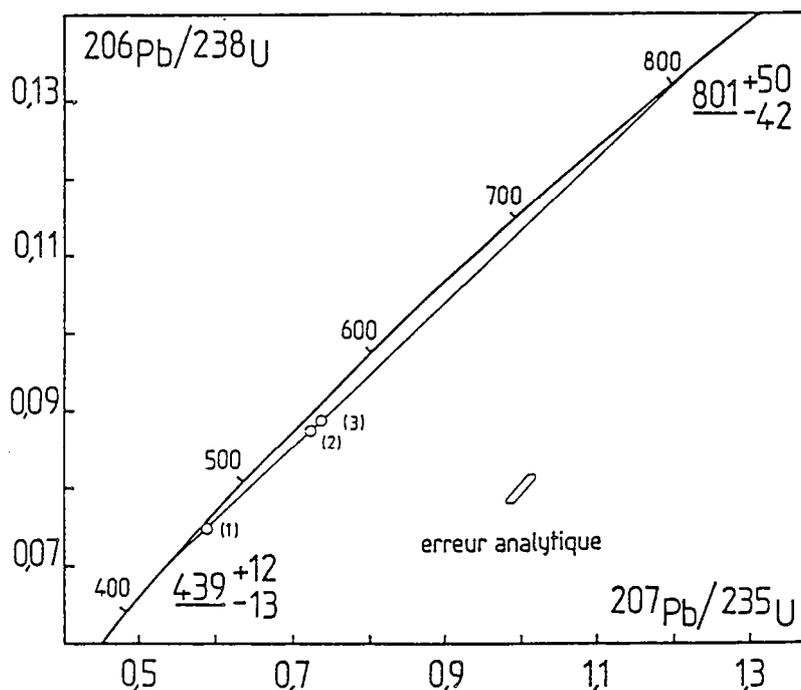


Fig. 14: Diagramme concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de l'éclogite du Léon 8212.

Nous nous attacherons plus particulièrement à la signification de l'intercept inférieur à 439 Ma qui représente le centre de notre discussion. Au vu de l'importante discordance des points analytiques, un modèle de perte continue de plomb radiogénique par diffusion paraît peu probable. Un modèle de perte épisodique de plomb est dans ce cas plus réaliste. Il permet d'interpréter l'intercept inférieur comme l'âge de la perturbation responsable de la perte de plomb radiogénique. Par conséquent, cet âge de 439 +12-13 Ma est interprété comme l'âge du métamorphisme de haute température et de haute pression.

IV - DISCUSSION ET CONCLUSION

Les séries métamorphiques du Léon se situent dans le domaine Nord-armoricain mais possèdent des affinités géologiques avec le domaine Sud-armoricain. A la suite des datations géochronologiques des orthogneiss de Brest à 466 +25 Ma (Cabanis, 1986) et de Plounévez-Lochrist à environ 385 Ma (Cabanis et al., 1979), une évolution d'affinité hercynienne comparable à la zone moldanubienne de l'Europe moyenne avait été proposée.

Dans cette hypothèse, le Léon était rattaché à une branche septentrionale de la chaîne hercynienne (zone cristalline hercynienne externe). Cette approche a été réexaminée lors d'une étude structurale détaillée (Balé et Brun, 1986). Ces auteurs définissent le caractère "exotique" du Léon dans le domaine Nord-armoricain et proposent un modèle cinématique qui décrit le Léon comme un segment du domaine éo-hercynien Sud-armoricain, translaté vers le Nord-Est au cours du Dévonien.

L'affinité Sud-armoricaine du Léon a été confirmée par la récente redécouverte de lentilles éclogitiques dans les gneiss de Lesneven (Godard et Cabanis, 1985; Balé et Brun, 1986). Parmi les éclogites du domaine Sud-armoricain, les éclogites du Léon sont étroitement comparables avec celles de Vendée (Lacroix, 1891; Brière, 1920; Lasnier, 1968; Velde et Sabatier, 1971; Godard, 1981). Plusieurs caractéristiques communes méritent d'être soulignées:

1 - Les lentilles éclogitiques affleurent au sein de paragneiss ayant subi une intense déformation dans les conditions du faciès amphibolite (association à grenat - biotite - sillimanite et présence de migmatites dans les métapélites).

2 - Les protolithes de ces metabasites ont des caractères géochimiques de MORB type N actuels.

3 - Les paragenèses éclogitiques sont, pour des compositions chimiques globales semblables, identiques, en particulier les termes magnésiens présentant des associations à zoïsite + disthène et les termes ferrifères à quartz + épidote.

4 - La même histoire P-T est observée dans ces deux unités. Le métamorphisme éclogitique a eu lieu à environ 700C, 16-20 kbar en Vendée (Godard, 1981) et 650-700C pour une pression minimale de 14 kbar dans le Léon.

5 - Les mêmes âges de métamorphisme de H.P. ont été mesurés dans les deux ensembles: 436 ±15-12 Ma en Vendée (Peucat et al., 1982) et 439 ±12-13 Ma dans le Léon.

Le Léon peut ainsi être rattaché sans ambiguïté aux complexes métamorphiques du domaine Sud-armoricain, avec lesquels il a subi un épisode tectonométamorphique de H.P. au Silurien. Le bloc du Léon est translaté vers le Nord-Est postérieurement à l'intrusion du protolithe des orthogneiss de Plounévez-Lochrist au Dévonien.

Ce déplacement est achevé lors de la mise en place des plutons granitiques à 330-340 Ma. Une telle évolution triphasée (Pin et Peucat, 1986) avec:

- 1 - Un stade précoce de haute pression d'âge Silurien,
- 2 - Une évolution anatectique intra-dévonienne et
- 3 - La mise en place de granites associés à de grands cisaillements au Carbonifère, confère au Léon un indiscutable caractère hercynien.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

L'étude géochronologique et géochimique de ces massifs cristallins a permis de définir et discuter de nombreuses contraintes sur l'évolution de la zone interne de la chaîne hercynienne.

En ce qui concerne la géochimie des metabasites et plus particulièrement les sites géotectoniques des magmatismes primaires, une origine océanique est nettement établie avec de larges affinités avec les basaltes actuels de type MORB. Cependant, la géochimie isotopique du Nd a permis de diviser l'ensemble de ces roches en deux groupes :

(1) un premier groupe révèle des $\epsilon(\text{Nd})$ initiales à 500 Ma compatible avec la source de basaltes de type MORB recalculée à 500 Ma. Ce groupe comprend les métagabbros du complexe de Champtoceaux ainsi que les éclogites du Léon, qui sont comparables aux éclogites de Vendée (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985) et les éclogites du Cap Ortegal (Bernard-Griffiths et al., 1985). Ce premier groupe "occidental" comprend un ensemble de massifs ayant pu dériver d'une zone source commune, un domaine océanique "Ibéro-Armoricain". Les caractéristiques géochimiques y sont les plus typiquement océaniques.

(2) le second groupe, indiscernable du premier sur le plan de la géochimie des éléments en traces, présente des valeurs $\epsilon(\text{Nd})$ initiales relativement inférieures à celles des MORB. Ce caractère va signifier la possible participation d'un composant crustal, soit au niveau de la source mantellique elle-même, soit par une contamination lors de la mise en place des magmas. Ce second groupe, largement représenté dans cette étude, comprend l'ensemble des éclogites des massifs cristallins externes alpins ainsi que les éclogites de la nappe de Champtoceaux. Dans cette hypothèse, les caractéristiques géochimiques imposent l'existence de zone(s) océanique(s) d'assez faible amplitude, permettant un apport sédimentaire lors de la genèse de ces roches.

L'existence de ces deux groupes entraîne des interrogations sur la géométrie des sites géotectoniques. Il est probable que les magmatismes océaniques éo-hercyniens se sont déroulés dans des contextes différents, soit dans des domaines océaniques francs, soit dans des zones "en cours d'océanisation" encore peu développées. Il semble que la

chaîne hercynienne ne se soit pas formée lors de la fermeture d'un unique et large domaine océanique mais plutôt lors de la fermeture d'un véritable "puzzle géotectonique" où coexistent microplaques tectoniques, domaines océaniques, zones peu océanisées, bassins marginaux et arrière-arc...

Cette complexité géotectonique va se doubler d'une complexité chronologique tant au niveau des épisodes magmatiques que métamorphiques. La large palette d'âges anciens obtenus en intercept supérieur par la méthode U-Pb sur zircons (0.8 - 2.7 Ga) peut être interprétée comme produite par de faibles phénomènes de contamination, ces âges ne reflétant pas la cristallisation des protolithes mais plutôt l'existence d'un contaminant crustal. Deux épisodes de magmatisme basique sont proposés, l'un à 460-480 Ma et le second à 350-370 Ma. Ces nouvelles données viennent ainsi confirmer l'hypothèse d'un second épisode de magmatisme basique au Dévonien moyen (Ménot et al., 1986; Pin, 1986a; Pin et Piboule, en préparation).

Le métamorphisme éclogitique peut également être décrit en plusieurs épisodes :

(1) un épisode majeur, le plus souvent reconnu entre 440 et 400 Ma et qui semble représenter l'événement tectonométamorphique de haute pression dominant dans la chaîne hercynienne.

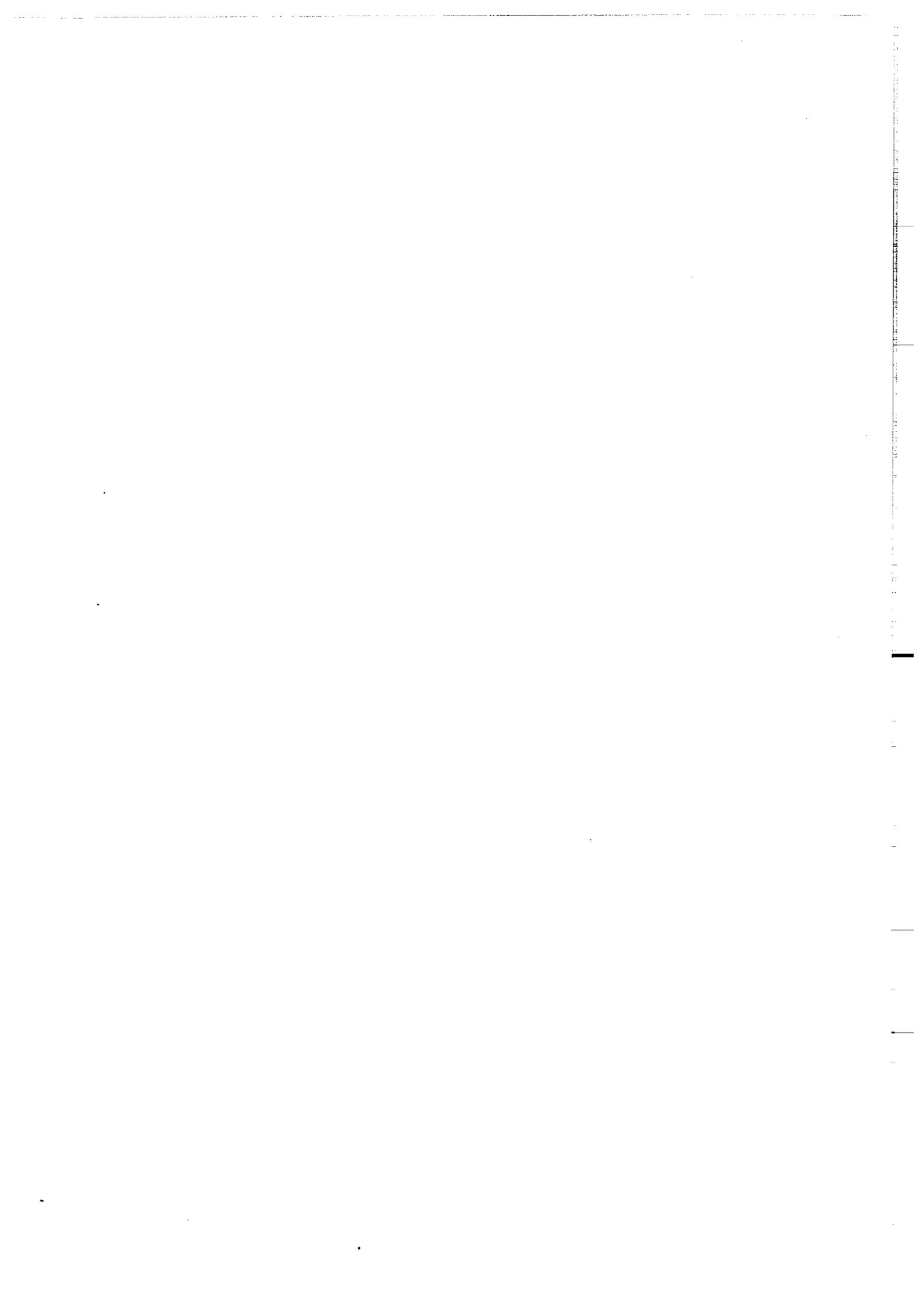
(2) un épisode tardif à 350-360 Ma, qui pourrait être relié à la mise en place de grandes nappes (Champtoceaux) ou bien à la fermeture de bassins développés plus tardivement.

Il semble bien qu'il y ait, au niveau de la chaîne hercynienne, une succession, une évolution plus ou moins continue, des épisodes métamorphiques à travers le temps.

Sur le plan méthodologique, il est important de remarquer l'aide indispensable que peut apporter la microscopie électronique pour l'interprétation des résultats U-Pb sur zircon dans les metabasites. Les observations effectuées permettent d'utiliser avec plus de rigueur des résultats souvent complexes. Enfin, cette étude a démontré l'importance et la résolution d'une étude Sm-Nd couplée à la méthode U-Pb sur zircons. L'utilisation conjointe de ces deux méthodes a permis de révéler la possible existence de très faibles contaminations dans les metabasites qui peuvent amener des interprétations géochronologiques erronées. L'observation morphologique des zircons avait révélé l'existence de faibles phénomènes de contamination dans les metabasites (Bossart et al., 1986), les marqueurs isotopiques démontrent maintenant la réalité de ce phénomène à l'échelle de la chaîne hercynienne.

SECONDE PARTIE:

LA CHAINE ALPINE.



INTRODUCTION.

La seconde partie consiste en une étude géochronologique de roches provenant de la chaîne alpine: zone Sesia-Lanzo (Mont Mucrone) et massifs cristallins internes (Mont Rose et Dora-Maira). Les échantillons étudiés ont été soumis à des conditions métamorphiques de haute et très haute pression. Les principaux objectifs de ce travail ont été d'une part la compréhension et la comparaison du comportement des systèmes isotopiques U-Pb sur zircons et Rb-Sr sur minéraux dans ces roches récentes, soumises à des contraintes thermodynamiques intenses. D'autre part, un but chronologique a été poursuivi dans ce domaine géologique complexe qu'est la chaîne alpine et sur lequel les données géochronologiques sont encore peu nombreuses.

Les échantillons étudiés ont été aimablement fournis par Ch. Chopin (Ecole Normale Supérieure, Paris) et M. Ballèvre (C.A.E.S.S., Rennes).

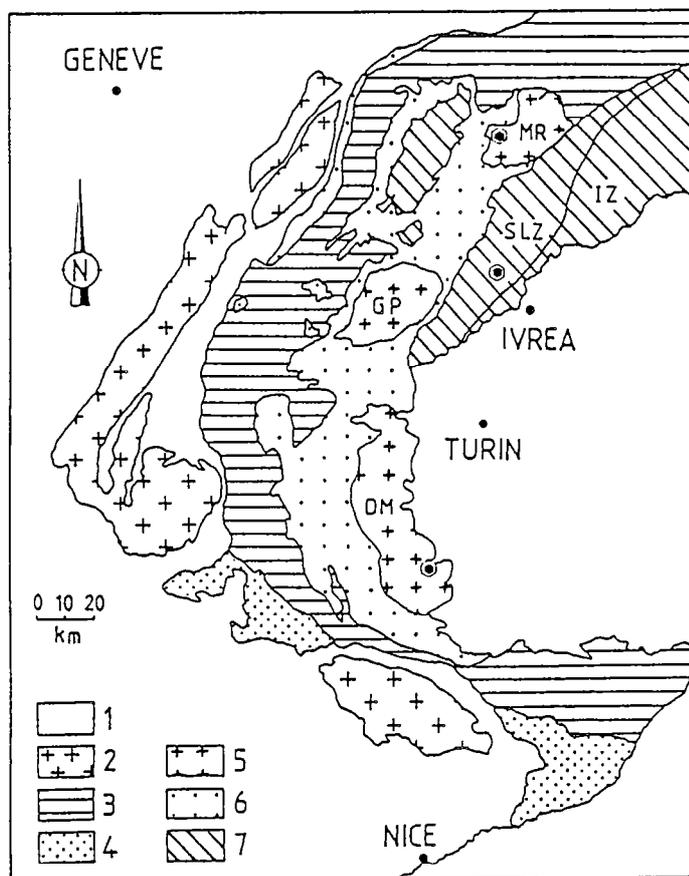
CHAPITRE I: ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE DU METAGRANITE ECLOGITIQUE DU MONT MUCRONE (ZONE SESIA-LANZO, ALPES OCCIDENTALES ITALIENNES).

1/ INTRODUCTION, CONTEXTE GEOLOGIQUE.

La zone Sesia-Lanzo, située dans les Alpes occidentales, a fait l'objet de nombreux travaux, tant pétrologiques que structuraux (Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et al., 1977; Pognante et al., 1980; Lardeaux, 1981; Passchier et al., 1981; Hy, 1984; Rubie, 1984). C'est un domaine largement étudié, aussi ne seront rappelés que les quelques points indispensables, tous les détails étant accessibles dans la bibliographie. Le travail présenté a essentiellement porté sur le métagranite éclogitique du Mont Mucrone. Il était en effet très intéressant d'étudier le comportement des systèmes isotopiques dans une "éclogite" de composition granitique, après avoir principalement étudié les metabasites éclogitiques de la chaîne hercynienne.

La zone Sesia-Lanzo est une unité tectonique d'origine Austro-Alpine (fig. 53); elle se situe en contact au Nord-Ouest avec la zone Piémontaise, dans la partie interne des Alpes occidentales.

Fig.53: carte géologique synthétique des Alpes occidentales (d'après Chopin, 1984). 1:couverture indifférenciée; 2: massifs cristallins externes; 3:zone Briançonnais-St Bernard; 4:flysch à helminthoïdes; 5: massifs cristallins internes:(MR): Mont Rose, (GP):Grand Paradis, (DM):Dora-Maïra; 6: nappe des schistes lustrés; 7:unités austroalpines:(SLZ): zone Sesia-Lanzo,(IZ):zone d'Ivrea. Les hexagones indiquent les lieux d'échantillonnage.



Ce domaine structural allongé (25 X 90 km) est séparé au Sud-Est par un accident tectonique majeur (la ligne Insubrique) d'un ensemble constituant la bordure du socle Austro-Alpin, représenté par la zone Ivrea-Verbano, cette dernière elle-même en contact tectonique à l'Est avec la zone Strona-Ceneri (détails et cartes dans Compagnoni et al., 1977 et Zingg, 1980). La zone Sesia-Lanzo est définie comme une portion de croûte continentale subductée; elle est caractérisée par la présence de métasédiments et de méta-granitoïdes présentant des paragenèses métamorphiques éclogitiques.

Le métagranite du Mont Mucrone a fait l'objet de plusieurs travaux, notamment sur le plan pétrologique (Compagnoni and Maffeo, 1973; Hy, 1984). Les conditions thermobarométriques du métamorphisme ont été estimées à 550°C pour une pression minimale de 14 kbar.

2/ ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE U-Pb SUR ZIRCONS: RESULTATS ET CONSEQUENCES.

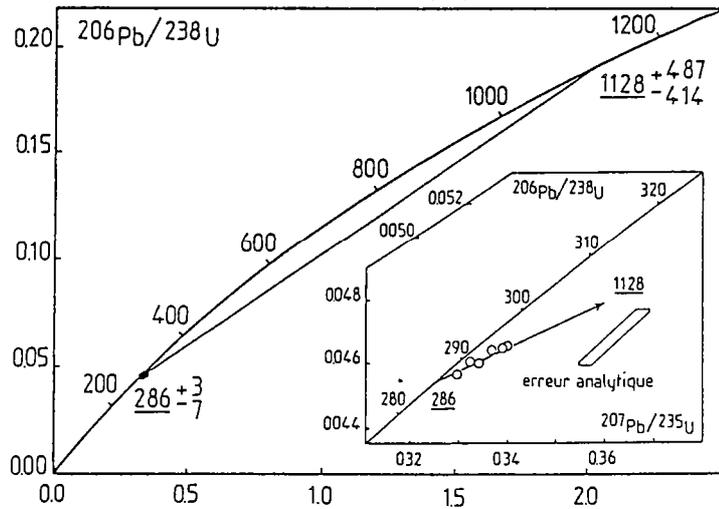
Deux grammes de zircons ont été extraits d'environ 10 kg de métagranite du Mont Mucrone. Les cristaux ont une teinte jaune-orangée et sont clairement automorphes. Les prismes et les pyramides des cristaux sont bien visibles au microscope optique et au microscope électronique à balayage (photos 18 et 19). Un zonage magmatique est bien marqué sur les images en cathodoluminescence (photos 20 et 21). Les individus contiennent de nombreuses inclusions en baguettes et aucun coeur hérité n'est visible. Les teneurs en U des zircons sont particulièrement élevées (1000 à 1600 ppm), les concentrations en Pb* varient de 50 à 70 ppm. Les fractions les plus fines sont les plus discordantes et les plus riches en U, ce qui est une relation cohérente avec ce que l'on observe habituellement dans les roches magmatiques.

Six fractions granulométriques ont été analysées (Tab. XVII); elles définissent une droite discordia (MSWD=0.33) qui recoupe la courbe concordia en deux intercepts: un intercept supérieur à 1128 ± 487-414 Ma et un intercept inférieur à 286 ± 3-7 Ma (fig.54).

| MUCRONE Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Ages apparents en M.a | | |
|-------------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| 57 μ (1) | 1626 | 72.7 | 1746 | 0.06075 | 0.1079 | 0.04561 | 0.3296 | 0.05242 | 288 | 289 | 304 |
| 37-55 μ (2) | 1391 | 62.8 | 1926 | 0.05974 | 0.1061 | 0.04609 | 0.3316 | 0.05218 | 290 | 291 | 293 |
| 80-100 μ (3) | 1037 | 47.1 | 610 | 0.07681 | 0.1422 | 0.04646 | 0.3393 | 0.05297 | 293 | 297 | 327 |
| 100-120 μ (4) | 1164 | 52.8 | 967 | 0.06801 | 0.1175 | 0.04651 | 0.3397 | 0.05297 | 293 | 297 | 328 |
| 120-132 μ (5) | 1357 | 60.8 | 765 | 0.07182 | 0.1292 | 0.04587 | 0.3340 | 0.05280 | 289 | 293 | 320 |
| 132-149 μ (6) | 1273 | 57.5 | 979 | 0.06747 | 0.1153 | 0.04641 | 0.3366 | 0.05260 | 292 | 295 | 312 |

Tab.XVII: résultats U-Pb du métagranite éclogitique du Mont Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales italiennes).

Fig.54: diagramme U-Pb du métagranite éclogitique du Mont Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales italiennes).



Les points analytiques sont très discordants (>98%), aussi un modèle de perte de Pb* par diffusion continue semble peu probable. Les deux âges obtenus peuvent s'interpréter par un mélange de zircons entre le granite de Mucrone et son encaissant lors du magmatisme. L'intercept inférieur, bien défini à 286 Ma, représente l'âge de cristallisation du granite tandis que l'intercept supérieur à 1128 Ma est probablement lié à un héritage de Pb* ancien et représente une composante crustale assimilée lors du magmatisme de la roche. Cette hypothèse est confortée par l'âge T(DM) de 1.3 Ga (Tab.XVIII) qui atteste la contribution d'une croûte ancienne lors de la genèse et/ou la mise en place de cette roche.

| Echant. | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $2\sigma_m$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | DM(+10) T (Ga) |
|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------|---------------------------|----------------------|
| MUCRONE | 0.1038 | 0.512217 | 22 | -8.3 | 1.3 |
| DORA-MAIRA | 0.1097 | 0.512363 | 15 | -5.4 | 1.2 |
| MONT ROSE | 0.1524 | 0.512282 | 14 | -7.0 | 2.1 |

Tab.XVIII: composition isotopique du Nd des échantillons des Alpes occidentales italiennes.

Le métagranite de Mucrone a été daté à 129 ± 15 Ma (132 ± 55 Ma) par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Oberhänsli et al., 1985) (le résultat noté entre parenthèses a été recalculé en utilisant le programme de York (1966) modifié: erreur à $2\sigma_m$ multipliée par $\sqrt{\text{MSWD}}$ si $\text{MSWD} > 1$)**. Les auteurs ont interprété cette donnée comme le résultat d'un phénomène de réhomogénéisation isotopique lié au métamorphisme éclogitique éoalpin. Dans cette hypothèse, l'âge de 129 ± 15 Ma représenterait l'âge du métamorphisme de H.P.

** calcul utilisé au laboratoire de géochimie de Rennes.

Un âge équivalent a été obtenu à 129 \pm 7 Ma par la méthode des traces de fission sur zircons (Carpena, 1984). Cette donnée est problématique car la température de blocage du chronomètre traces de fission sur zircons est relativement faible, elle a été calibrée à 225 \pm 30°C (Hurford, 1986). Ce dernier auteur a pour sa part obtenu un âge de 35 Ma, par la même méthode et sur les mêmes roches (Hurford and Hunziker, 1985), qu'il interprète comme le résultat d'un refroidissement progressif depuis le métamorphisme éclogitique éoalpin, ou bien d'un faible réchauffement à l'Oligocène. Enfin le métamorphisme de haute pression a également été daté à 118 \pm 2 Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur phengites sur les micaschistes éclogitiques de l'encaissant (Hy, 1984).

La phase fluide peut avoir permis la réhomogénéisation isotopique du Sr lors du métamorphisme, l'échantillonnage ayant été effectué à petite échelle (Oberhänsli et al., 1985). Par contre, les contraintes thermobarométriques (550°C, 14 kbar) n'ont pas entraîné l'ouverture du système chimique des zircons pendant le métamorphisme éclogitique éoalpin. Deux explications permettent d'interpréter ce phénomène:

(1) l'écart entre les âges de magmatisme et de métamorphisme, environ 150 Ma, serait insuffisant pour qu'une notable quantité de Pb* soit produite par désintégration de l'U. De ce fait, le réseau cristallin du minéral serait peu endommagé et resterait très résistant aux contraintes thermiques. Néanmoins, cette possibilité se trouve très largement pondérée par les fortes teneurs en U des zircons. Un simple calcul démontre qu'environ 30 ppm de Pb* avaient été produits au temps du métamorphisme. Cette explication n'est donc pas satisfaisante car une ouverture du système chimique des zircons serait alors théoriquement possible.

(2) La phase fluide présente durant le métamorphisme (Oberhänsli et al., 1985) n'ayant apparemment pas affecté le système U-Pb des zircons, il faut donc considérer la température comme un paramètre déterminant de l'ouverture du système chimique des zircons. Dans le cas présent, la température du métamorphisme (environ 550°C) a été trop faible et/ou subie durant trop peu de temps pour provoquer une perte épisodique de Pb*. Ceci pourrait également expliquer le fait que les zircons ont conservé leur habitus magmatique, sans aucun indice de corrosion ou de recristallisation métamorphique.

3/ LE MAGMATISME PERMO-CARBONIFERE DANS LE DOMAINE AUSTRO-ALPIN.

Un magmatisme tardi-hercynien, d'âge Permo-Carbonifère, semble être commun à l'ensemble des unités Austro-Alpines. Ce magmatisme est représenté par la mise en place de corps basiques en base de croûte (Pin, 1986b) associés à des granitoïdes intrusifs plus superficiels. Le magmatisme Paléozoïque a été principalement étudié dans le domaine le plus oriental des unités du socle Austro-Alpin des Alpes occidentales internes: la zone Stronæ-Ceneri. Dans celle-ci, les volcanites (rhyolites) ont été datées par la méthode Rb-Sr à 278 ± 3 Ma (278 ± 13 Ma) (Hunziker, 1974). Les plutonites sont très cohérentes avec cet âge, le granite de Baveno a été daté en Rb-Sr à 276 ± 5 Ma (283 ± 16 Ma) (Hunziker and Zingg, 1980) et le granite de Mont'Orfano à 295 ± 5 Ma par U-Pb sur monazites (Köppel, 1974).

Située au Nord-Ouest, en contact tectonique avec l'unité précédente, la zone Ivrea-Verbano a été relativement peu étudiée en géochronologie. Néanmoins, une récente donnée a précisé l'âge de cristallisation d'un complexe gabbro-dioritique à $285 \pm 7-5$ Ma, par la méthode U-Pb sur zircons (Pin, 1986b).

Enfin, la présente étude a fourni la première datation du magmatisme à $286 \pm 2-7$ Ma dans la zone Sesia-Lanzo.

Dans tout ce domaine de la marge occidentale Austro-Alpine, un magmatisme tardi-hercynien, d'âge Permo-Carbonifère est bien daté. Un parallèle peut être établi avec le magmatisme tardi-hercynien du Massif-Central (Duthou et al., 1984), du Massif Armoricaïn (Chauris et al., 1977; Vidal, 1980; Peucat et al., 1984; Georget et al., 1986) et de la Péninsule Ibérique (Priem and Den Tex, 1984). L'ensemble de ce magmatisme caractérisait probablement une même et vaste unité crustale, qui fut fragmentée lors de l'ouverture de la Téthys.

CHAPITRE II: LE METAMORPHISME DE HAUTE PRESSION DANS LES MASSIFS CRISTALLINS INTERNES ALPINS: DORA-MAIRA ET MONT ROSE.

1/ INTRODUCTION ET SITUATION GEOLOGIQUE.

Les massifs du Mont Rose, Dora-Maira et Grand Paradis constituent l'ensemble des massifs cristallins de la zone pennique interne; ils représentent la marge orientale du continent Européen. Ces massifs sont constitués d'un socle cristallin hercynien, formé de métagranites intrusifs dans des séries méso à catazonales (paragneiss, migmatites, amphibolites), recouvert d'unités volcanosédimentaires et/ou de sédiments Mésozoïques. Les deux ensembles, socle et couverture ont été affectés par les événements tectonométamorphiques liés à l'orogénèse Alpine (fig. 53).

Une étude détaillée du massif de Dora-Maira a été effectuée par P. Vialon (1966). L'échantillon étudié dans cette partie provient d'un horizon de quartzite situé dans le socle cristallin. Cette roche renferme des cristaux de pyrope pur, parfois de grande taille (jusqu'à 25 cm de diamètre), et contenant des inclusions de coésite.

La pétrologie de cette roche a été étudiée en détail; les conditions thermobarométriques du métamorphisme ont été estimées à une température de 700C pour une pression supérieure ou égale à 28 kbar (Chopin, 1984). Il était donc important d'étudier le comportement des systèmes isotopiques Rb-Sr et U-Pb dans cette roche qui représente une portion de croûte continentale subductée à grande profondeur.

Le massif du Mont Rose se situe en position intermédiaire entre la nappe du Grand Saint-Bernard à l'Ouest et la zone Sesia-Lanzo à l'Est. De nombreux travaux illustrent l'histoire géologique complexe de ce massif (Bearth, 1952; Dal Piaz, 1964, 1965, 1966, 1971; Hunziker, 1969, 1970; Wetzel, 1972; Carpena, 1984; Lacassin, 1984; Chopin and Monié, 1984; Monié, 1985; Dal Piaz and Lombardo, 1986). L'échantillon étudié a été défini comme une métapélite à quartz et chloritoïde magnésien provenant de la couverture post-granitique (Chopin and Monié, 1984). Les conditions thermobarométriques du métamorphisme ont été estimées à 500C pour une pression de 16 kbar. La comparaison des résultats obtenus en U-Pb, Rb-Sr et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Monié, 1985) et de leur signification vont constituer les objectifs de cette étude.

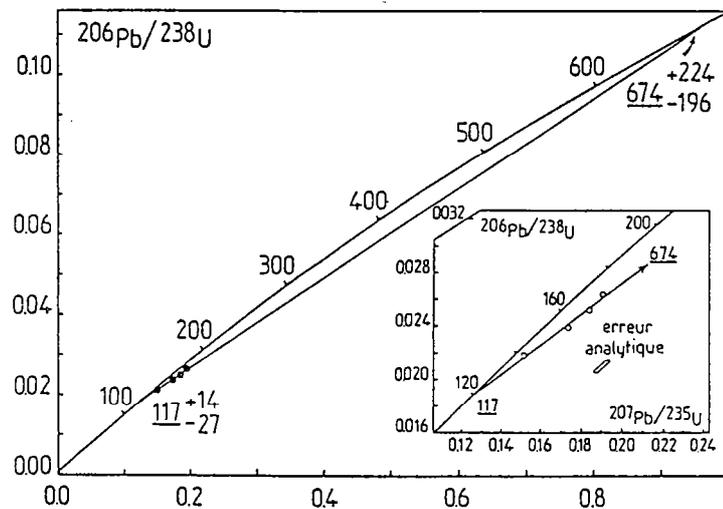
2/ GEOCHRONOLOGIE U-Pb SUR ZIRCONS ET Rb-Sr: RESULTATS ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES.

2.1/ Massif de Dora-Maïra.

Les zircons extraits du métaquartzite à coésite constituent deux populations en inégales proportions. Une très faible quantité des individus (moins de 5%), majoritairement concentrée dans les plus petites fractions, présente des cristaux de teinte orangée avec des reliques de faces cristallines visibles au microscope électronique à balayage (photo 22). Les images en cathodoluminescence permettent clairement d'observer un zonage magmatique (photos 23 et 24). La seconde population va représenter la quasi-totalité des zircons. Ceux-ci sont translucides, de forme ovoïde (photos 25 et 26) et ne présentent aucune structure cristalline visible en cathodoluminescence.

Quatre fractions granulométriques ont été analysées (Tab.XIX); elles définissent deux intercepts (MSWD = 12): un intercept supérieur à 674 +224-196 Ma et un intercept inférieur à 117 +14-27 Ma (fig.55).

Fig.55: diagramme U-Pb du métaquartzite à coésite du massif de Dora-Maïra (Alpes occidentales italiennes).



| DORA-MAÏRA Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Ages apparents en M.a | | |
|----------------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| 55-69 μ (1) | 711 | 18.2 | 575 | 0.07788 | 0.1390 | 0.02638 | 0.1913 | 0.05258 | 160 | 178 | 311 |
| 100-120 μ (2) | 161 | 3.74 | 533 | 0.08024 | 0.1503 | 0.02304 | 0.1741 | 0.05297 | 152 | 163 | 328 |
| 120-132 μ (3) | 431 | 10.6 | 367 | 0.09275 | 0.1799 | 0.02519 | 0.1845 | 0.05313 | 160 | 172 | 334 |
| 149 μ (4) | 246 | 5.22 | 357 | 0.09130 | 0.1789 | 0.02181 | 0.1517 | 0.05044 | 139 | 143 | 215 |

Tab.XIX: résultats U-Pb du métaquartzite à coésite du massif de Dora-Maïra (Alpes occidentales italiennes).

Les teneurs en U varient de 160 à 710 ppm et en Pb* de 4 à 18 ppm. Ce sont les plus petites fractions (et les plus riches en zircons colorés) qui sont les plus riches en U, les moins discordantes et qui révèlent les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ les plus anciens.

Du fait de l'existence d'un mélange de deux populations de zircons, il est logique d'interpréter ce résultat par un modèle de mélange. L'échantillon étudié est d'origine paradérivée, l'intercept supérieur à 674 Ma va représenter une composante crustale héritée, probablement liée à la présence des zircons colorés et riches en U. Il semble clair, en effet, que ce quartzite provient du remaniement des séries crustales sous-jacentes (Chopin, 1984). Ceci est confirmé par un âge T(DM) de 1.2 Ga (Tab.XVIII). L'intercept inférieur sera interprété comme l'âge de cristallisation (ou de recristallisation) des zircons lors de l'épisode métamorphique de très haute pression à $117 \pm 14 - 27$ Ma ; ces zircons auraient donc cristallisé à une profondeur voisine du manteau supérieur.

Il faut également remarquer la perte importante de Pb* dans les zircons de cet échantillon. Les conditions du métamorphisme éclogitique ont entraîné une ouverture du système U-Pb dans les zircons du métaquartzite de Dora-Maïra, alors que le système U-Pb était resté clos dans les zircons du métagranite du Mont Mucrone.

L'analyse Rb-Sr sur le couple roche totale-phengite a été effectuée (Tab.XX). L'âge de refroidissement obtenu de 96 ± 4 Ma (fig.56) est légèrement plus récent que l'intercept inférieur U-Pb zircons. La température de blocage des micas en Rb-Sr (environ 450C) est probablement inférieure à la température de fermeture du système chimique des zircons.

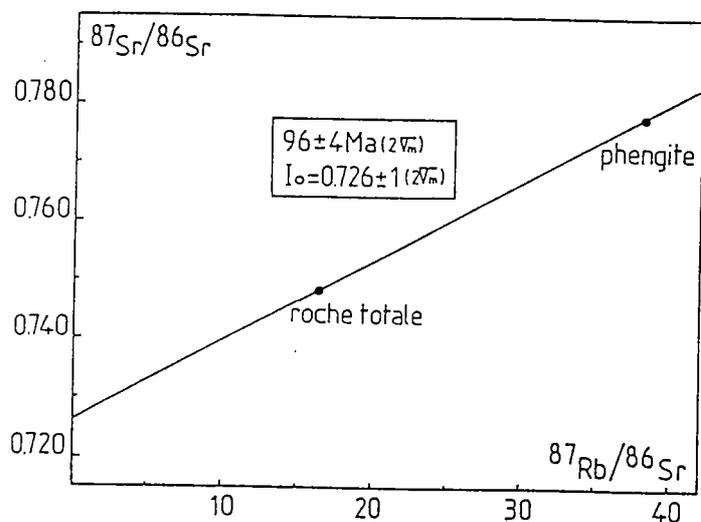


Fig.56: diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ du couple roche totale-phengite du métaquartzite à coésite du massif de Dora-Maïra (Alpes occidentales italiennes).

Tab.XX: résultats Rb-Sr des échantillons des massifs cristallins internes (Alpes occidentales italiennes).

| Echant. | Rb(ppm) | Sr(ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|--------------|---------|---------|---------------------------------|---------------------------------|
| DORA-MAIRA | | | | |
| roche totale | 328 | 58.2 | 19.39 | 0.74840 |
| phengite | 117 | 8.9 | 38.22 | 0.77822 |
| MONT ROSE | | | | |
| roche totale | 208 | 8.7 | 69.74 | 0.85369 |
| apatite | 4.41 | 406 | 0.0315 | 0.74262 |
| phengite MZ | 362 | 15.6 | 67.93 | 0.83008 |

Néanmoins, dans la limite des erreurs analytiques, les âges obtenus par les deux méthodes indiquent l'existence d'un seul et même événement métamorphique de haute pression à 100-115 Ma. Cet âge de métamorphisme éoalpin est en accord avec l'âge mesuré sur les phengites de cette roche par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ à 104 \pm 3 Ma (Monié, 1984). Il est également concordant avec l'âge Crétacé inférieur du métamorphisme éoalpin mesuré dans la zone pennique interne, à Sesia-Lanzo (Hy, 1984; Oberhänsli et al., 1985) et au Mont Rose (Chopin and Monié, 1984; Monié, 1985).

2.2/ Massif du Mont Rose.

Les zircons extraits de l'échantillon du Mont Rose (référence MZ; Chopin and Monié, 1984) présentent des caractéristiques très intéressantes. Ils sont de teinte rose-orangé et sont relativement peu transparents. Au microscope optique, ils sont automorphes à subautomorphes, renfermant de nombreuses inclusions et sont allongés à très allongés, avec un facteur d'allongement pouvant dépasser 5. Le microscope électronique à balayage confirme la coexistence d'individus très allongés (photo 27) et moins allongés (photo 28). Il faut remarquer que si les prismes sont remarquablement automorphes, les pyramides présentent tous les indices d'une corrosion chimique (mais pas d'une érosion mécanique) particulièrement active. Enfin, les images en catholuminescence montrent l'existence d'un zonage magmatique bien développé (photos 29 et 30), tandis qu'aucun coeur hérité n'est visible. Les zircons sont très riches en U, environ 1600 ppm, et en Pb*, environ 60 ppm.

Les quatre fractions analysées (Tab.XXI) définissent deux intercepts (MSWD = 0.12): un intercept supérieur à 867 \pm 84-79 Ma et un intercept inférieur à 191 \pm 6 Ma (fig.57). Cette roche a été définie comme un métasédiment (Chopin and Monié, 1984). Il est donc possible de proposer une influence de zircons possédant une mémoire isotopique ancienne pour expliquer l'intercept supérieur à 867 Ma. Cette hypothèse est argumentée par le calcul de l'âge modèle $T(\text{DM})=2.1$ Ga qui confirme l'existence d'une mémoire crustale ancienne dans cette roche (Tab. XVIII).

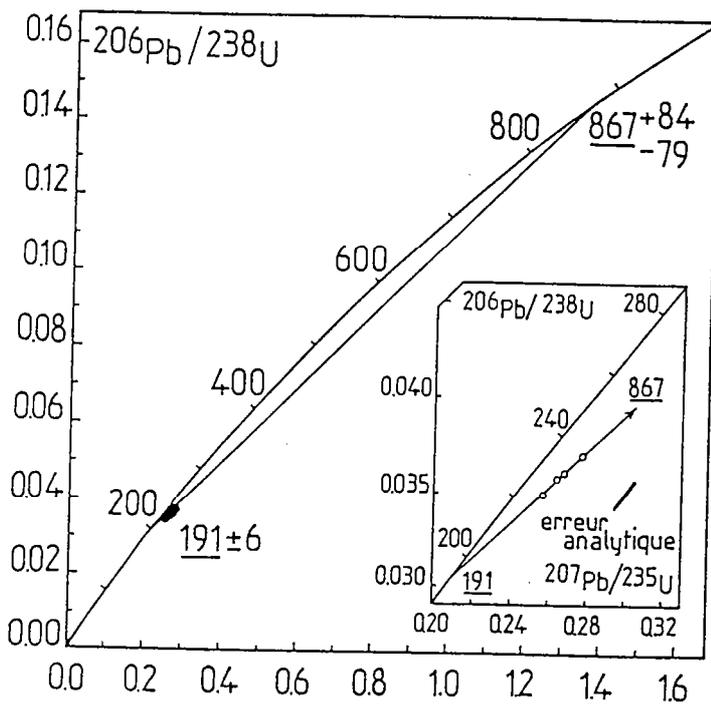


Fig.57: diagramme U-Pb de la "métapélite à chloritoïde" du massif du Mont Rose (Alpes occidentales italiennes).

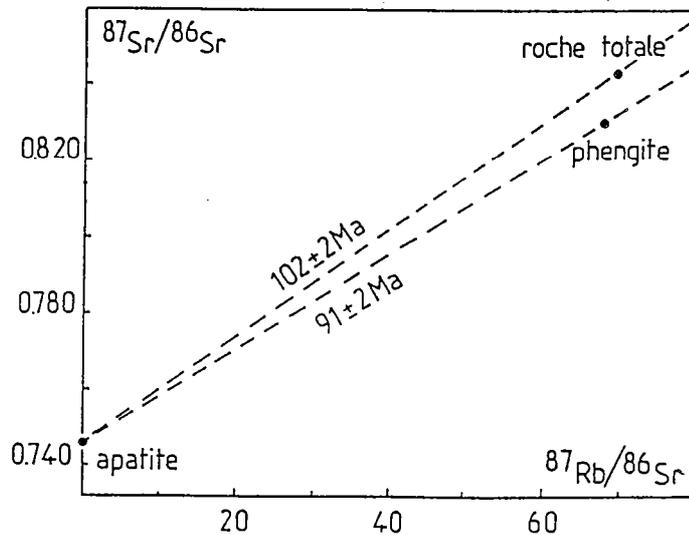
| MONT ROSE Fractions en μ | Concentrations | | Rapports isotopiques mesurés | | | Rapports isotopiques calculés | | | Ages apparents en M.a | | |
|---------------------------------|----------------|--------------|---|---|---|--|--|---|--|--|---|
| | U (ppm) | Pb* (ppm) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| 55-69 μ (1) | 1596 | 53.5 | 963 | 0.06843 | 0.09851 | 0.03496 | 0.2571 | 0.05333 | 222 | 232 | 343 |
| 69-80 μ (2) | 1547 | 52.9 | 3431 | 0.05778 | 0.06844 | 0.03577 | 0.2641 | 0.05355 | 227 | 238 | 352 |
| 80-100 μ (3) | 1734 | 60.0 | 1067 | 0.06743 | 0.09408 | 0.03609 | 0.2679 | 0.05383 | 229 | 241 | 364 |
| 100-120 μ (4) | 1663 | 59.0 | 5356 | 0.05707 | 0.06597 | 0.03702 | 0.2776 | 0.05438 | 234 | 249 | 387 |

Tab.XXI: résultats U-Pb de la "métapélite à chloritoïde" du massif du Mont Rose (Alpes occidentales italiennes).

L'intercept inférieur, précisément défini à 191 ± 6 Ma, doit être discuté. Il peut soit représenter l'âge des zircons métamorphiques, soit un âge de magmatisme. Plusieurs arguments sont en défaveur de la première hypothèse:

(1) Une datation en Rb-Sr sur le couple roche totale-apatite donne un âge de 102 ± 2 Ma (fig.58; Tab.XX). Cette donnée est relativement en accord avec l'âge plateau mesuré sur les phengites provenant du même échantillon à 110 ± 3 Ma (Chopin and Monié, 1984). Il faut remarquer que le couple apatite-phengite a donné un âge plus récent à 91 ± 2 Ma (fig.58). Il semble donc qu'il n'y ait pas homogénéisation isotopique entre les différentes phases minérales. La raison pourrait en être la réouverture du réseau de la phengite lors d'un événement métamorphique à 70 Ma ou bien une température de blocage du mica atteinte plus tardivement lors de la rétro-morphose (Chopin and Monié, 1984).

Fig. 58: diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sur roche totale-apatite-phengite; "métapélite à chloritoïde" du massif du Mont Rose (Alpe occidentales italiennes).



Ces données indiquent l'existence d'un métamorphisme de haute pression d'âge Crétacé inférieur dans le massif du Mont Rose. Les derniers événements de l'histoire hercynienne dans ce massif ont été datés à 260 ± 10 Ma (273 ± 15 Ma) (Hunziker, 1970). Il est donc fort peu probable que cet âge de 191 Ma représente un événement tectonométamorphique majeur, situé entre les manifestations tardi-hercyniennes et l'éclogitisation éoalpine, et de plus inconnu dans toute la chaîne alpine.

(2) Les zircons présentent un habitus franchement magmatique avec des faces cristallines et un zonage mais ils ne montrent en revanche aucun indice de recristallisation métamorphique. Seule la corrosion des pyramides sommitales pourrait éventuellement être une conséquence du métamorphisme.

Il semble clair que l'intercept inférieur à 191 ± 6 Ma représente plutôt l'âge d'un événement magmatique. Sur ce plan, les conclusions de l'étude géochronologique sont en contradiction avec les hypothèses pétrologiques qui définissent cette roche comme un métasédiment. En effet, les zircons des sédiments sont généralement arrondis avec des faces cristallines érodées (Poldervaart, 1955; Pupin, 1976); or les zircons de cet échantillon sont automorphes à subautomorphes et présentent parfois un aspect de baguettes allongées. Ce caractère contredit toute possibilité d'érosion mécanique, aussi le protolithe de cet échantillon ne pourra raisonnablement être qu'une roche d'origine volcano-détritique ou magmatique.

De plus, le rapport Ab/Sr de la roche (environ 24) est élevé et très supérieur aux valeurs rencontrées dans les sédiments les plus courants (un maximum de 2 pour des shales Précambriens) (Reimer, 1972). Un tel rapport Ab/Sr élevé évoque plutôt des roches magmatiques très différenciées, par exemple celles rencontrées dans les cortèges filoniens (Vidal, 1980). Cet échantillon pourrait correspondre à un produit de fin de cristallisation très enrichi en Ab par rapport au Sr . L'âge modèle T(DM) de 2.1 Ga pourrait alors indiquer une fusion crustale.

La cristallisation de ces zircons pourrait être liée aux tous premiers stades de l'évolution alpine pré-océanique du massif du Mont Rose, à la phase de rifting avant l'ouverture de la Téthys au Lias (Bourbon et al., 1977). Postérieurement à ces prémices, l'ouverture de l'océan sera marquée par l'apparition des premiers témoins d'une croûte océanique à partir de 180 Ma (Bertrand and Delaloye, 1976; Ohnenstetter et al., 1981). Il est possible que ces zircons représentent un épisode magmatique précurseur de l'ouverture de l'océan Alpin.

CONCLUSION DE LA SECONDE PARTIE:

Cette approche géochronologique de la zone interne de la chaîne alpine a permis de préciser plusieurs points de son histoire géologique:

(1) l'existence dans le domaine le plus occidental de la marge Austro-Alpine, en zone Sesia-Lanzo, d'un magmatisme granitique tardi-hercynien, d'âge Permo-Carbonifère, qui est commun d'une part à l'ensemble des unités Austro-Alpines mais également aux massifs cristallins d'Europe occidentale.

(2) La présence de possibles témoins d'un épisode magmatique, synchrone des premiers stades de fracturation et d'ouverture de la téthys, daté à 191 ± 6 Ma. Cette roche pourrait représenter le tout début de l'évolution alpine.

(3) La réalité du métamorphisme éclogitique éoalpin, d'âge Crétocé moyen, qui semble généralisé à toute la zone pennique interne: zone Sesia-Lanzo, massifs de Dora-Maïra et du Mont Rose. Une approche de l'évolution métamorphique du massif du Grand Paradis permettrait de compléter ce schéma d'ensemble.

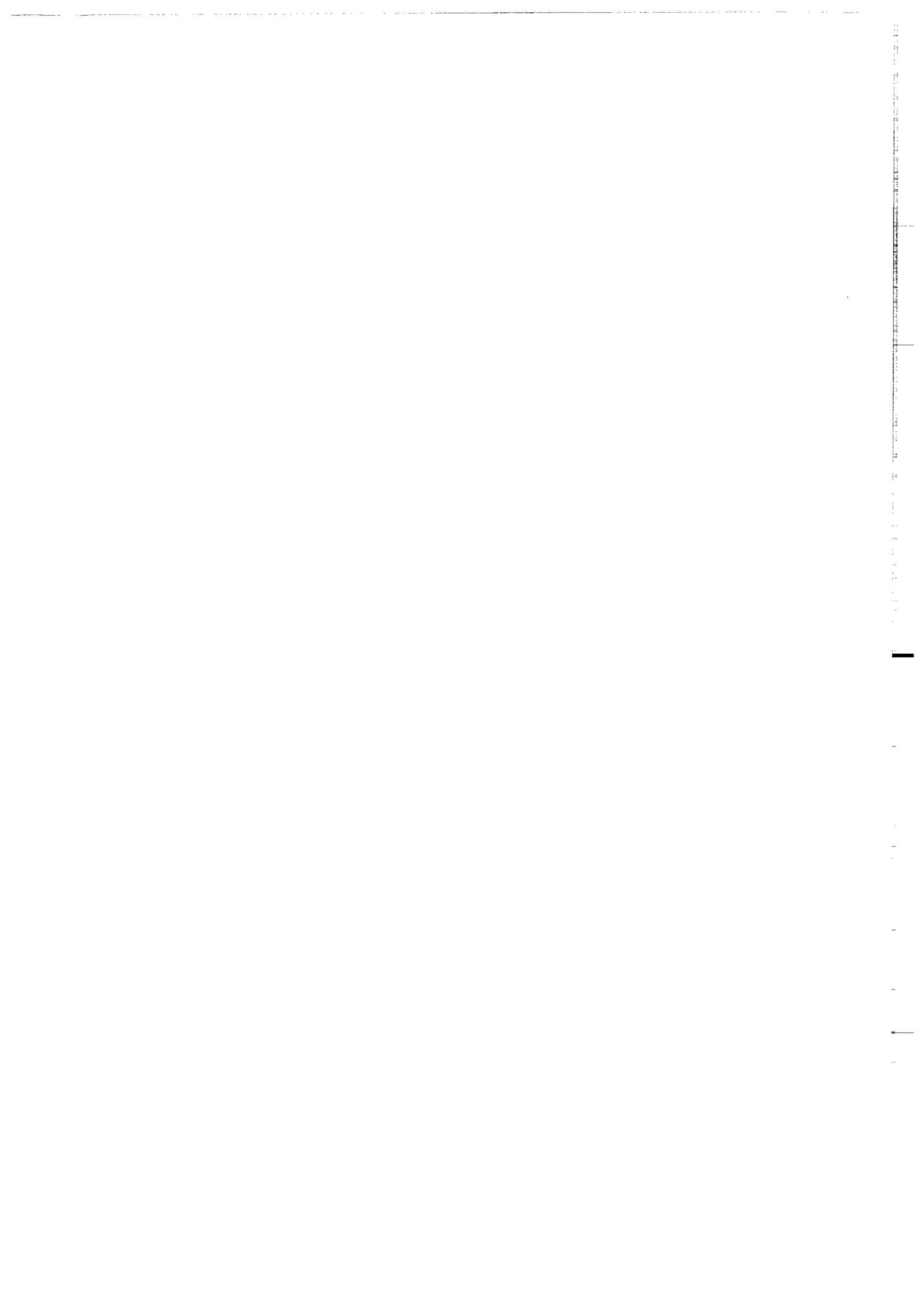
Sur un plan plus thématique, notamment le comportement isotopique des roches acides dans le faciès éclogite, les informations recueillies sont les suivantes:

(1) le métamorphisme éclogitique a produit l'ouverture du système U-Pb des zircons du métaquartzite à pyrope et coésite du massif de Dora-Maïra. Au contraire le système U-Pb des zircons du métagranite du Mont Mucrone et de la métapélite à chloritoïde du massif du Mont Rose est resté clos durant l'événement métamorphique de haute pression.

(2) L'observation de la morphologie des zircons a permis d'apporter des arguments importants sur la nature des protolithes. Ainsi une origine orthodérivée a été proposée pour les zircons d'une "métapélite" éclogitique du Mont Rose.

Enfin, ce travail a permis de mesurer l'intérêt (mais aussi la difficulté) de l'emploi du chronomètre U-Pb sur zircons dans ce domaine alpin, tant au niveau des âges de magmatisme que de métamorphisme. Il a également permis de prendre conscience des immenses champs d'investigation, tant géochimiques que géochronologiques, que recèle la chaîne alpine.

CONCLUSION GENERALE



CONCLUSION GENERALE

On observe dans les metabasites eclogitiques de la chaîne hercynienne toutes les diversités qui existent au niveau de la composition géochimique de la croûte océanique. La première partie de ce mémoire contribue à établir cette constatation. Les protolithes des metabasites sont, pour la plupart d'entre eux, d'anciens basaltes (ou gabbros) océaniques mis en place soit au niveau de rides médio-océaniques, soit dans des bassins marginaux ou arrière-arc. Dans cette étude et dans les travaux publiés, les protolithes des eclogites de la chaîne hercynienne présentent de grandes affinités avec les basaltes actuels de type MORB: dans le Massif Armoricain (Léon - Champtoceaux - Vendée (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985)), en Péninsule Ibérique (Bernard-Griffiths et al., 1985) et dans le Massif Central (Giraud et al., 1984; Bodinier et al., 1986). Les metabasites eclogitiques, comme les basaltes de type MORB actuels, présentent sur de mêmes zones d'affleurement des caractères géochimiques souvent variés. Des magmatismes liés à des sites géotectoniques tels que des îles océaniques (Bernard-Griffiths and Jahn, 1981) ou bien des contextes de zones de subduction (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985; Bodinier et al., 1986; Thiéblemont et al., 1987) ont également été mis en évidence.

En ce qui concerne le magmatisme initial des protolithes, une large gamme d'âges a été obtenue par la méthode U-Pb sur zircons. L'ensemble des données peut être subdivisé en deux pôles: un pôle Précambrien et un pôle Paléozoïque. Un modèle de contamination a été développé afin d'interpréter la diversité des âges Précambriens obtenus et d'expliquer les incompatibilités entre certaines données géochronologiques et géochimiques. Ce modèle propose qu'une très faible contamination introduise une fausse information géochronologique sans perturber de façon conséquente les caractéristiques géochimiques de la roche étudiée. Sans renoncer à la possible existence de reliques d'un magmatisme océanique Précambrien, l'évidence d'une paléocroûte océanique antépaléozoïque reprise dans la chaîne hercynienne n'est pas démontrée. Dans les domaines étudiés, ce magmatisme océanique Paléozoïque a été daté en deux épisodes distincts: un premier épisode à 460-500 Ma et un second à 350-380 Ma. L'on retrouve des témoins de ces deux épisodes dans les metabasites mais également dans des ophiolites épimétamorphiques (Pin, 1986a; Ménot et al. sous presse).

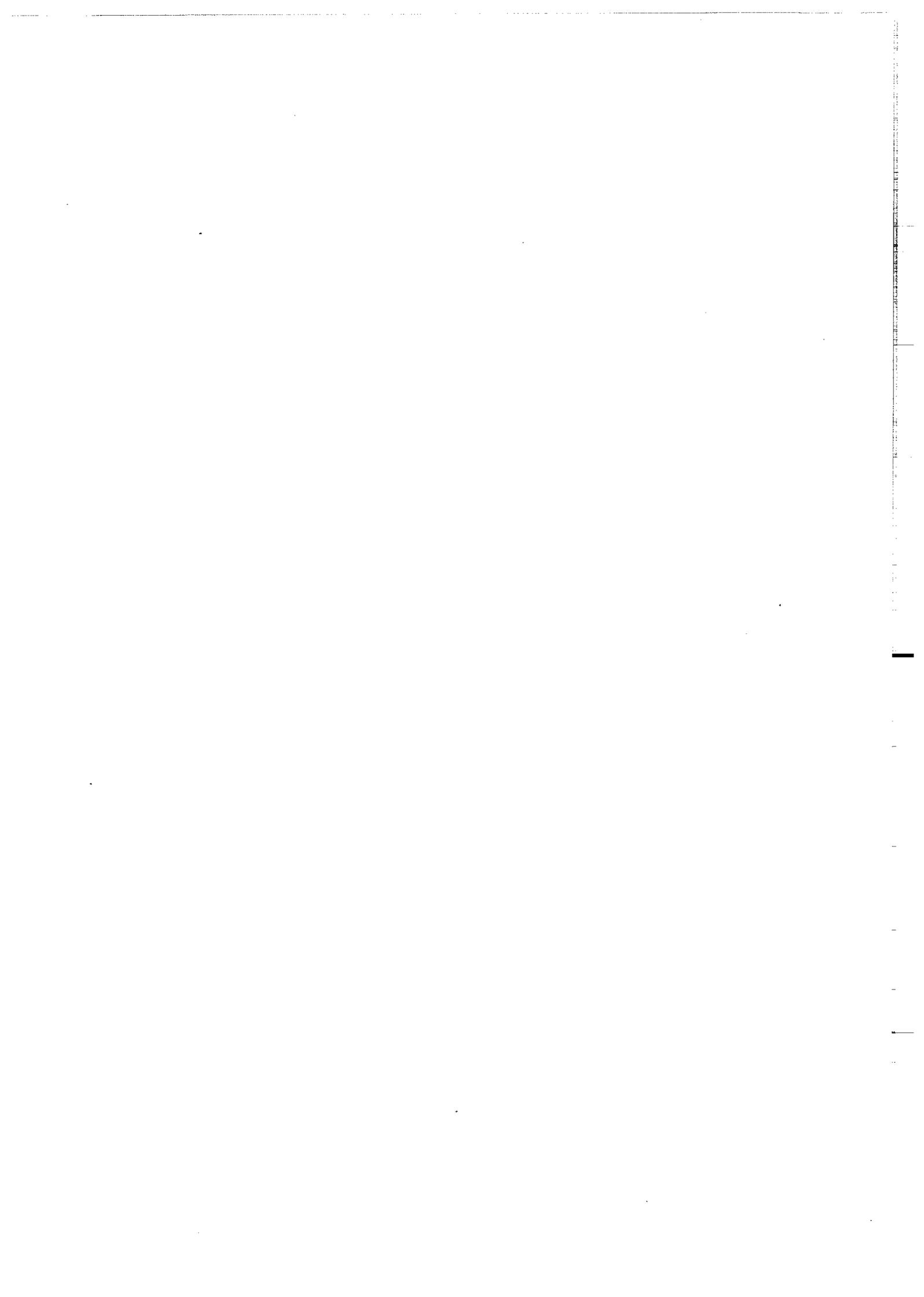
Le métamorphisme éclogitique a lui-aussi évolué dans le temps et dans l'espace. Dans la chaîne hercynienne, deux épisodes tectonométamorphiques H.P.-H.T. peuvent être proposés: un épisode majeur à 400-440 Ma et un épisode terminal à environ 350-370 Ma. Cette complexité chronologique des âges de magmatisme et de métamorphisme dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale complète la diversité des sites géotectoniques reconnus lors de l'étude géochimique des metabasites.

Dans la seconde partie, l'étude géochronologique d'un métagranite du domaine Austro-Alpin et de métasédiments provenant du domaine Pennique a permis d'une part d'obtenir des informations précisant la géologie régionale, et d'autre part de corréler les âges obtenus et l'évolution métamorphique de ces différents domaines. En zone Sesia-Lanzo, le métamorphisme éclogitique n'a pas oblitéré le système U-Pb des zircons du métagranite du Mont Mucrone, qui a délivré un âge de cristallisation du granite de 286 Ma. En revanche, le métamorphisme de très haute pression et haute température qui a affecté le système U-Pb des zircons d'un quartzite du massif de Dora-Maira a pu être daté à 117 Ma. Dans ce massif alpin, qui a été minutieusement étudié sur le plan pétrologique, la corrélation entre les datations obtenues par les différents systèmes isotopiques et les conditions thermobarométriques du métamorphisme éclogitique permettra de mieux cerner le comportement des systèmes isotopiques dans des roches soumises à des événements tectonométamorphiques.

L'existence d'une faible participation crustale dans certaines metabasites - roches qui étaient considérées comme le reflet tant chronologique que géochimique des protolithes - impose de nouvelles précautions dans l'étude des roches basiques intégrées aux segments orogéniques. Une précision supplémentaire au niveau des outils, des méthodes utilisées et des mesures doit être obtenue afin d'apporter les nouvelles contraintes qui permettront de progresser dans l'étude de ces roches. Les perspectives sont de deux ordres:

(1) une meilleure connaissance du zircon, en particulier l'étude des transformations cristallochimiques qu'engendrent les contraintes métamorphiques et également une concrétisation "qualitative" de l'existence de coeurs hérités. La méthode des traces de fission et la microsonde électronique appliquée aux zircons permettront d'obtenir une cartographie de la répartition de l'uranium et d'autres éléments en traces dans les zircons. L'utilisation de ces deux outils permettra de connaître les structures des cristaux de zircons: existence de coeurs, de couronnes, de zonages... Pour sa part, le microscope électronique à transmission permettra d'étudier l'organisation cristalline des différents types de zircons magmatiques et métamorphiques, ce qui contribuera à la compréhension des systèmes chimiques (ouverture, mobilité...).

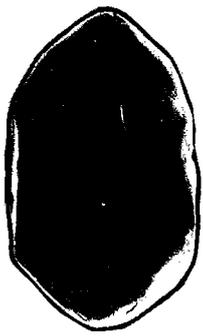
(2) Une information géochronologique mieux contrainte, en particulier par l'analyse de petits lots de zircons, parfaitement caractérisés mais également par l'analyse des coeurs grâce aux techniques d'abrasion. Enfin, la microsonde ionique permettra certainement dans un proche avenir des progrès déterminants.



PHOTOGRAPHIES

LEGENDES DES PHOTOGRAPHIES

- 1: zircon de l'éclogite R7756 (Massif des Aiguilles Rouges); Microscope électronique à balayage (MEB) X275.
- 2: zircon de l'éclogite R7756; MEB image catholuminescence X205.
- 3: zircon de l'éclogite AJ8017 (Massif de l'Argentera). MEB X275.
- 4: zircon de l'éclogite AJ8017. MEB X205.
- 5: zircon de l'éclogite AC8018 (Massif de l'Argentera). MEB X275.
- 6: zircon de l'éclogite AC8018. MEB X565.
- 7: zircon de l'éclogite AC8018. MEB image cathodoluminescence X255.
- 8: zircon de l'éclogite B7754 (Massif de Belledonne). MEB X425.
- 9: zircons de l'éclogite B7754. MEB X 205.
- 10: zircon de l'éclogite B7751 (Massif de Belledonne). MEB X425.
- 11: zircon de l'éclogite B7751. MEB X565.
- 12: zircon de l'éclogite B7751. MEB image cathodoluminescence X460.
- 13: zircon de l'éclogite B7751. MEB image cathodoluminescence X240.
- 14: zircon de l'éclogite 7458 (complexe de Champtoceaux). MEB image cathodoluminescence X245.
- 15: zircon du métagabbro 7456 (complexe de Champtoceaux). MEB X205.



1



2



3



4



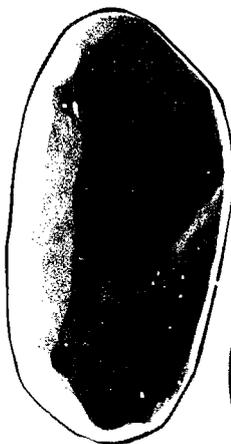
5



6



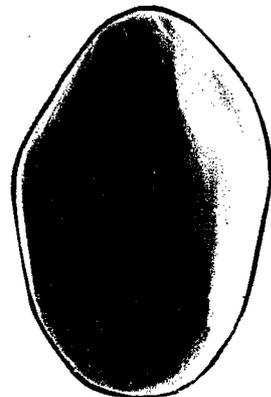
7



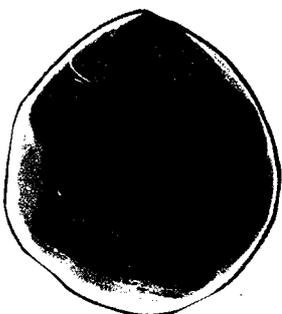
8



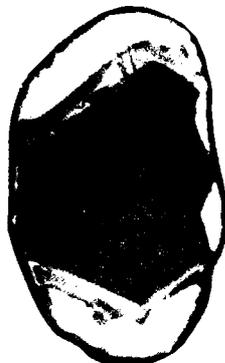
9



10



11



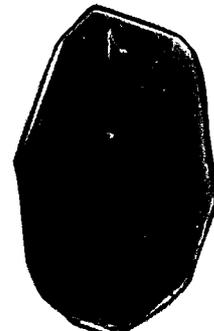
12



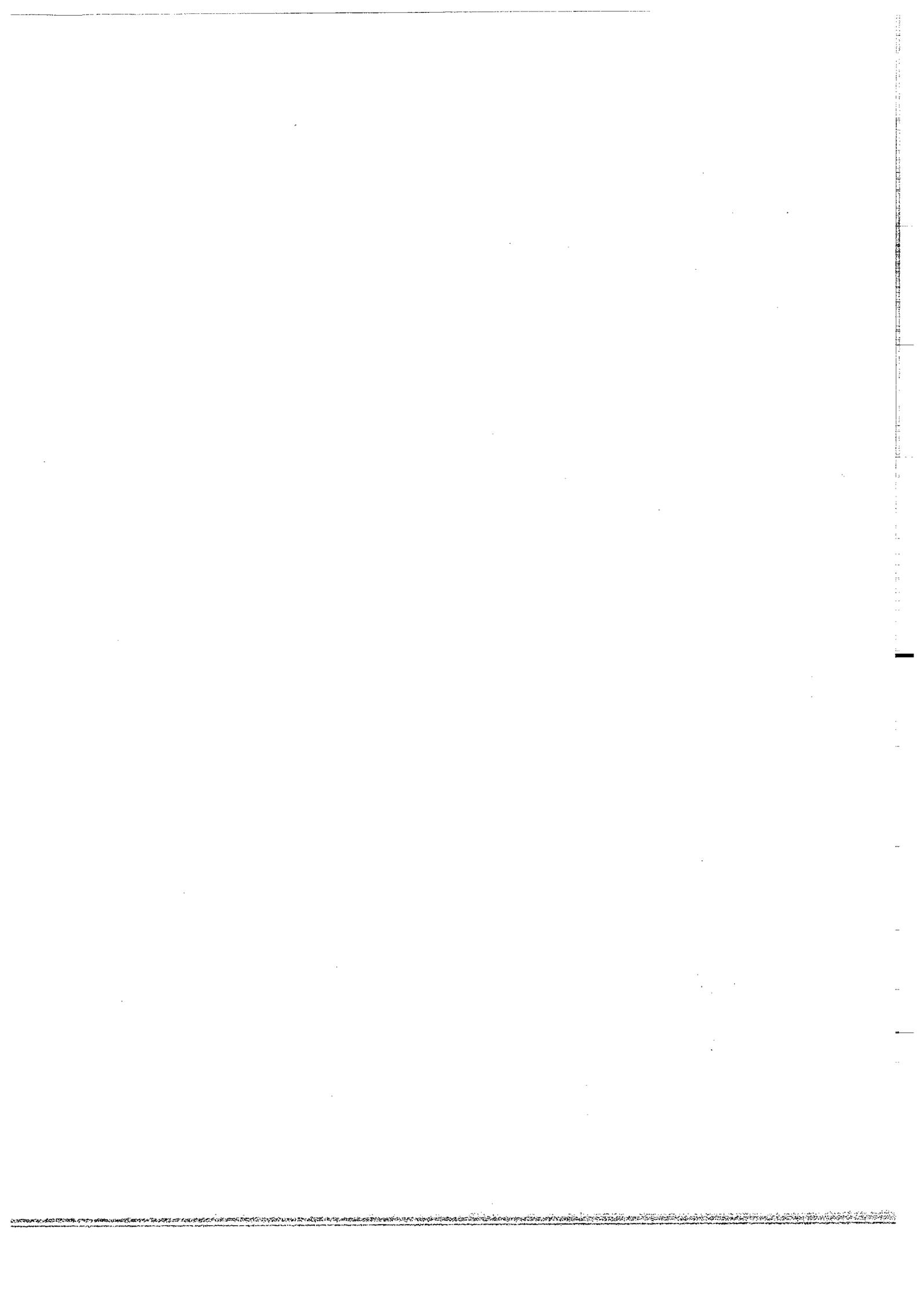
13



14



15



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHRENS L.H. (1955).- the convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7: 294-300.
- ALBAREDE F., MICHARD A. et CUNEY M. (1985).- Les chronomètres Uranium-Thorium-Plomb. In méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels, applications. E.Roth & B.Poty, ed. Masson: 123-173.
- ALLEGRE C.J., MONTIGNY R. et BOTTINGA Y. (1973).- Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, 5-6:461-477.
- ARNOLD A. (1970a).- On the history of the Gotthard massif (Central Alps, Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.*, 63: 29-30.
- ARNOLD A. (1970b).- Die gesteine der region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, N.F. 138: 1-138.
- AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E. et VIVIER G. (1985).- Les granitoïdes sub-alcalins potassiques de la Lauzière, massif cristallin externe de Belledonne. *Géol. Alpine*, 61: 17-32.
- AUTRAN A. et COGNE J. (1980).- La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Mémoires du 26e C.G.I.*, C4: 90-108.
- BALE P. et BRUN J.P. (1986).- Les complexes métamorphiques du Léon (N.W. Bretagne): un segment du domaineéo-hercynien translaté au Dévonien. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 3: 471-477.
- BALE P., GEORGET Y., GORE B., JAMGOTCHIAN A. et LE CORRE C. (1986).- Evolution du N.W. armoricain: le Léon (Finistère). In "Géodynamique du Massif Armoricain". R.C.P. 705, Soc. géol. France, 2p.
- BALLEVRE M., KIENAST J.R. and PAQUETTE J.L. (1987).- Hercynian eclogitic associations in the Southern Armorican Massif (France): the implications for the thickening history. *Terra Cognita*, 7, 2-3, p.175.
- BALLEVRE M., KIENAST J.R. et PAQUETTE J.L. (1987).- Le métamorphisme éclogitique dans la nappe Hercynienne de Champtoceaux (Massif Armoricain). Sous presse au C. R. Acad. Sc., Paris.

- BARBEY P., BERNARD-GRIFFITHS J. and CONVERT J. (1986).- The Lapland charnockitic complex: REE geochemistry and petrogenesis. *Lithos*, 19: 95-111.
- BARD J.P. (1971).- Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques". *Bol. Geol. Minero.*, 82: 321-345.
- BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph. and RIBEIRO A. (1973).- Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. *Nature Phys. Sci.*, 241: 50-52.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1980).- La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Mémoires du 26e C.G.I.*, C6: 233-246.
- BARRIERE M., ROLET J. et THONON P. (1983).- Le magmatisme marqueur de l'évolution orogénique en domaine Hercynien Ouest Armoricaïn. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 296, II: 917-922.
- BASALTIC VOLCANISM (1981).- Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press Inc., New York, 1286p.
- BEARTH P. (1952).- Geologie und Petrographie der Monte-Rosa. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 96, 94p.
- BEARTH P. (1967).- Die ophiolithe der Zone von Zermatt. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 132.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. and OHNENSTETTER M. (1979).- Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolite. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 1874-1882.
- BELLIERE J. (1958).- Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 81, 1: 1-198.
- BELLIERE J. (1980).- Excursion 149: massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et pétrologie du socle. *Géol. Alpine*, 56: 237-249.
- BELLIERE J. et STREEL M. (1980).- Roches d'âge Viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie).- *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 2900: 1341-1343.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975).- Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique: le Bas-Limousin (Massif Central Français). *Ann. Sc. de l'Université de Clermont-Ferrand*, 55, 27, 243p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. and DUTHOU J.L. (1977).- Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in the French Western Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 199-212.

BERNARD-GRIFFITHS J. and JAHN B.M. (1981).- REE geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif Central, France. *Lithos*, 14:263-274.

BERNARD-GRIFFITHS J. and CORNICHE J. (1985).- Origin of eclogites from south Brittany: a Sm-Nd isotopic and REE study. *Chem. Geol.*, 52: 185-201.

BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., CORNICHE J. IGLESIAS PONCE DE LEON M. and IBARGUCHI J.I.G. (1985).- U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol.*, 52: 217-225.

BERNARD-GRIFFITHS J., CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J. and JAHN B.M. (1986).- Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the Ile de Groix, Armorican Massif (northwest France). *Lithos*, 19: 235-253.

BERTRAND J. and DELALOYE M. (1976).- Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du flysch des Gêts (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, 69: 335-341.

BETTON P.J. and CIVETTA L. (1984).- Strontium and Neodymium isotopic evidence for the heterogeneous nature and development of the mantle beneath Afar, Ethiopia. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 71: 59-70.

BLAISE J, CAVET P. et LARDEUX H. (1970).- Les relations entre Briovérien et Paléozoïque sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-Le-Vieil et Chalonnnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif Armoricaïn). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII: 5-14.

BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J. and CARME F. (1981).- Geochemistry of the ophiolite from the Chamrousse Complex (Belledonne massif, Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 379-388.

BODINIER J.L., GIRAUD A., DUPUY C. LEYRELOUP A. and DOSTAL J. (1986).- Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 1: 115-123.

BOGDANOFF S. (1970).- Quelques précisions sur la structure et le métamorphisme du massif de l'Argentera au Nord de Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes Maritimes). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 270D: 2895-2896.

BOGDANOFF S. (1980).- Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes maritimes). Thèse d'état, Paris Sud Orsay, 315p.

BOGDANOFF S. et PRUNAC M. (1976).- Tectonique des gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (Alpes Maritimes), France et Italie. 4ème R.A.S.T., Paris, (Abstract).

- BOSSART P.J., MEIER M. OBERLI F. and STEIGER R. H. (1986).- Morphology versus U-Pb systematics in zircon: a high-resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dike in the Central Alps. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 78: 339-354.
- BOURBON M., CARON J.M., DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M. MEGARD-GALLI J. and MERCIER D. (1977).- Mesozoic evolution of the western Alps: birth and development of part of the spreading oceanic Téthys and its European continental margin, in *Structural history of the Mediterranean basins*, Biju-Duval B. and Montadert L., (Editions technip, Paris, 1977): 19-34.
- BRIAND B. et PIBOULE M. (1979).- les metabasites de la série de Marvejols (Massif Central): témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière-arc Cambro-Ordovicien? *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 2: 131-171.
- BRIERE Y. (1920).- Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique; leur origine. *Bull. Soc. Fr. Mineral.*, 43: 71-222.
- BRIQUEU L., BOUGAULT H. and JORON J.L. (1984).- Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 68: 297-308.
- BROWN E.H. and FORBES R.B. (1986).- Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks districts, Alaska. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164: 155-167.
- BRUN J.P. and BURG J.P. (1982).- Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61: 319-332.
- BURG J. P. and MATTE P. (1978).- A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt. geol. Ges.*, 129: 429-460.
- CABANIS B. (1976).- Arguments en faveur d'un socle orthogneissique dans le pays de Léon (Bretagne). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 282: 263-266.
- CABANIS B. (1986).- Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse d'état, Paris, 640 p.
- CABANIS B., PEUCAT J.J., MICHOT J. and DEUTSCH S. (1979).- remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine Nord armoricain); étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounevez-Lochrist. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1,4: 357-364.

- CALVEZ J.Y. (1976).- Comportement des systèmes U-Pb et Ab-Sr dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif Armoricaïn). Thèse de 3ème cycle, Rennes, 74 p.
- CAPDEVILA R. and VIDAL Ph. (1975).- Données géochimiques et radiométriques sur les granulites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). 3ème Réun. Annu. Sci. Terre, Montpellier, résumé, p.89.
- CARBONNEL J.P., DUPLAIX S. et SELO M. (1972).- La méthode des traces de fission de l'uranium appliquée à la géochronologie. Datation du magmatisme récent de l'Asie du Sud-Est. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 2, 14, (1): 11-26.
- CARLIER G. (1978).- Etude des associations réactionnelles à structure coronitique dans les métagabbros de la région nantaise. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris VI, 252p.
- CARME F. (1970).- Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C. R. Acad. Sci., Paris, 271D: 1733-1736.
- CARME F. (1973a).- Précision sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne; essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. C. R. Acad. Sci., Paris, 277D: 2133-2136.
- CARME F. (1973b).- Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C. R. Acad. Sci., Paris, 277D: 2309-2312.
- CARME F. (1974).- Sur une paragenèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoisite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (chaîne de Belledonne); essai d'interprétation pétrogénétique. C; R; Acad. Sci., Paris, 278D: 565-568.
- CARPENA J. (1984).- Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes Franco-Italiennes: relations tectonique-métamorphisme. Thèse, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 235 p.
- CARPENTER M.S.N. (1976).- petrogenetic study of glaucophane schists and associated rocks from the Ile de Groix, Brittany, France. Thesis, University of Oxford, 271p.
- CARUBA R. (1979).- Etude expérimentale de la cristallogénèse, de la morphologie, de la stabilité et de la genèse du zircon et des zirconsilicates en vue d'applications pétrogénétiques. Université de Nice, 143 p.

- CAVET P., GRUET M. et PILLET J. (1966).- Sur la présence du Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon (Maine-et-Loire) dans le Nord-Est du bocage Vendéen (Massif Armoricaïn). C. R. Acad. Sc., Paris, 263D: 1685-1688.
- CHAURIS L. (1972).- Légende de la feuille au 80/000 de Brest, 3ème édition.
- CHAURIS L., HALLEGOUET B., THONON P. et VIDAL Ph. (1977).- Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon (Massif Armoricaïn). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), IX, 1: 5-17.
- CHAUVEL C. (1982).- Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments en traces des basaltes alcalins du Massif Central français: contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes, 180 p.
- CHAUVEL C. and JAHN B.M. (1984).- Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 93-110.
- CHOPIN C. (1984).- Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some conséquences. Contrib. Mineral. Petrol., 86: 107-118.
- CHOPIN C. (1985).- Les relations de phase dans les métapélites de haute-pression. Approche expérimentale et naturaliste. Conséquences géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse de doctorat d'état, Université de Paris VI, 180p.
- CHOPIN C. and MONIE P. (1984).- A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrologic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric study. Contr. Mineral. Petrol., 87: 388-398.
- COFFRANT D. et PIBOULE M. (1975).- Les métavulcanites basiques du Bas-Limousin (Massif Central Français): étude géochimique des éclogites et des dolérites. Bull. Soc. géol. France, (7), XVII, 4: 620-628.
- COGNE J. (1960).- Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale: le domaine de l'anticlinal de cornouaille. Mém. Serv. carte Géol. France, 382p.
- COGNE J. (1966).- Une "nappe" Cadomienne de style pennique: la série cristallophylienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne - Anjou). Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 19, 2: 107-136.
- COGNE J. (1974).- Le massif Armoricaïn. In "Géologie de la France", vol. 1, Doïn ed.: 105-161.

COGNE J. (1977).- La chaîne Hercynienne Ouest-Européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Coll. Internat. C.N.R.S. 268: "écologie et géologie de l'Himalaya": 111-129.

COGNE J. et SHELLEY O. (1966).- Structure géologique du secteur des Abers. Bull. carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, 19, 1: 1-40.

COGNE J., JEANNETTE D. et RUHLAND M. (1966).- L'Ile de Groix. Etude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne Méridionale. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 19: 41-95.

COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. and BRANNOCK W.W. (1965).- Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. America Bull., 76: 483-508.

COMBA J.A. (1983).- Libro-jubilar J.M. Rios. Geologia de Espana. Tomo 1. Instituto Geologico y minero de Espana.

COMPSTON W., WILLIAMS I.S., CAMPBELL I.H. and GRESHAM J.J. (1986).- Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. Earth Planety. Sc. Lett., 76: 299-311.

COMPAGNONI R. and MAFFEO B. (1973).- Jadeite bearing metagranites l.s. and related rocks in the mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 53: 355-378.

COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. and WILLIAMS P.F. (1977).- The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblage in the Western Italian Alps. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 33: 281-334.

CORFU F. and AYRES L.D. (1984).- U-Pb age and genetic significance of heterogeneous zircon populations in rocks from the Favourable Lake area, Northwestern Ontario. Contrib. Mineral. Petrol., 88: 86-101.

CURRIE K.L. and CURTIS L.W. (1976).- An application of multicomponent solution theory to jadeitic pyroxenes. J. Geol., 84(2): 179-194.

DAL PIAZ G.V. (1964).- Il cristallino antico del versante meridionale del Monte-Rosa: paraderivati a prevalente metamorfismo alpino. Rend. Soc. mineral. ital., 20: 101-135.

DAL PIAZ G.V. (1965).- La formazione mesozoica dei calcscisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte-Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. Boll. Soc. Geol. ital., 83: 1-40.

- DAL PIAZ G.V. (1966).- Gneiss ghiandoni, marmi ed amfiboliti antiche del ricoprimento Monte-Rosa nell'alta Valle d'Ayas. Boll. Soc. Geol. ital., 85: 103-132.
- DAL PIAZ G.V. (1971).- Nuovi ritrovamenti di cianite alpine nel cristallo del Monte-Rosa. Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol., 27: 437-477.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. and MARTINOTTI G. (1972).- La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tectonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital., 11: 433-466.
- DAL PIAZ G.V. and LOMBARDO B. (1986).- Early Eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Gran Paradisio basement nappes of the northwestern Alps. Geol. Soc. of America, Mem. 164: 249-265.
- DAVIS G.L. (1978).- Zircons from the mantle. Geol. Survey., 86, Open file report: 78-101.
- DAVIS D.W. (1982).- Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Can. J. Earth Sci., 19/1: 1-40.
- DAVY Ph. and GILLET Ph. (1986).- the stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. Tectonics, 5: 913-929.
- DEMANGE M. (1985).- The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. Chem. Geol., 50: 173-188.
- DEN TEX E. (1950).- Les roches basiques et ultra-basiques du lac Robert et le Trias de Chamrousse. Leidsc. Geol. Medded., 15: 1-204.
- DIOT H. (1980).- Recherches structurales dans la partie orientale du domaine Ligérien (Massif Armoricain). Thèse de 3ème cycle, Nantes, 147p.
- DOSTAL J. and MUECKE G.K. (1977).- Trace element geochemistry of igneous rocks from site 334, leg 37. Initial Report of Deep Sea Drilling Project, 37: 573-576.
- DUCROT J., LANCELOT J.R. et REILLE J.L. (1979).- Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. Bull. Soc. géol. France, (?), XXI/4: 501-505.
- DUCROT J., LANCELOT J.R. and MARCHAND J. (1983).- Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de La Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution antéhercynienne de l'Europe occidentale. Earth. Planet. Sci. Lett., 62:385-394.
- DUNN T. and MAC CALLUM I.S. (1982).- The partitioning of Zr and Nb between diopside and melts in the system diopside-albite-anorthite. Geochim. Cosmochim. Acta., 46: 623-629.

- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J. and VIALETTE Y. (1984).- Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by $87\text{Rb}/87\text{Sr}$ system. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, 35: 131-144.
- ELLIS D.J. and GREEN D.H. (1979).- An experimental study of the effect of Ca upon garnet-pyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. petrol.*, 71: 11-22.
- ENGLAND P.C. and THOMPSON A.B. (1984).- Pressure temperature time paths of regional metamorphism. Part II: their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 25: 894-928.
- ESKOLA P. (1921).- On the eclogites of Norway. *Skr. Vidensk. Selsk. Kristiana, Mat. Naturv. Kl.*, I(8): 1-118.
- ESSENE E.J. and FYFE W.S. (1967).- Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15: 1-23.
- FAURE G. (1977).- Principles of isotope geology. Wiley and Sons, New-York, 464 p.
- FAURE-MURET A. (1955).- Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Carte géol. France*, 47: 336 p.
- FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A. et MARCHAND J. (1973).- Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et dans le Massif Armoricaïn, de l'affleurement au moho. *Bull. Soc. géol. France*, 15: 562-577.
- FRANCK G.D. (1968).- A study of upper Palaeozoic sediments and volcanics in the northern part of the eastern Aar massif. *Eclogae Geol. Helv.*, 61: 49-140.
- FREY M., BUCHER K., FRANK E. and MULLIS J. (1980).- Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso. A review. *Eclogae Geol. Helv.*, 73: 527-546.
- GARCIA M.O. (1978).- Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. *Earth Sc. Rev.*, 14: 147-165.
- GASPARIK T. (1985).- Experimentally determined compositions of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200-1300C and 15-34kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 865-870.
- GASQUET D. (1979).- Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard. Traverses par les galeries E.D.F. Arc-Isère, Alpes Françaises. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 230p.

- GEBAUER D. and GRUNENFELDER M. (1976).- U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low-grade metasediments. Example: Montagne Noire (Southern France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59: 13-32.
- GEBAUER D. and GRUNENFELDER M. (1979a).- U/Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg gneiss massif, Northeast Bavaria. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 42: 35-44.
- GEBAUER D. and GRUNENFELDER M. (1979b).- U-Th-Pb dating of minerals. In *Lecture in Isotope Geology*, ed. E. Jager, J.C. Hunziker, Springer-Verlag, Berlin, 105-131.
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J. and GRUNENFELDER M. (1981).- U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example: Sauviat-sur-Vige, French Central Massif. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 292-300.
- GEBAUER D. and GRUNENFELDER M. (1982).- Geological development of the Hercynian belt of Europe based on age and origin of high grade and high pressure mafic and ultramafic rocks. *First Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, Nikko, Japan, abstract: 111-112.
- GEBAUER D., LAPPIN M.A., GRUNENFELDER M. and WITTENBACH A. (1985).- The age and origin of some Norwegian eclogites: a U-Pb zircon and REE study. *Chem. Geol.*, 52: 227-247.
- GEORGET Y. (1986).- Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France): pétrologie et géochimie. *Mém. et Doc. Centre Armo. Etude Struct. Socles*, 9: 250p.
- GEORGET Y., MARTINEAU F. et CAPDEVILLA R. (1986).- Age tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites Nord-Armoricains. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302, II, 5: 237-242.
- GILLET Ph., CHOUKROUNE P., BALLEVRE M. and DAVY Ph. (1986).- Thickening history of the Western Alps. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 78: 44-52.
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G. et MERCIER J.C.C. (1986).- Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophyliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 5: 849-860.
- GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C. and DOSTAL J. (1984).- Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut-Allier (French Massif Central). *Lithos*, 17: 203-214.
- GODARD G. (1981).- Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée; les éclogites de Vendée (Massif Armoricaïn, France). *Thèse de 3ème cycle*, Nantes, 153 p.

- GODARD G., KIENAST J.R. and LASNIER B. (1981).- Retromorphic development of glaucophane in some eclogites, east of Nantes (Massif Armoricaïn, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 126-135.
- GODARD G. and CABANIS B. (1985).- Eclogites in the "Pays de Léon", North-West Brittany, France. *Terra Cognita*, 5, 4: 421 (abstract).
- GOLDICH S.S. and MUDREY J. (1972).- Dilatancy model for discordant U-Pb zircon ages. In *Contrib. to recent Geoch. and Anal. Chemistry. (Vinogradov volume)*, Moscou, Nanka Publ. Office: 415-418.
- GOLDSTEIN S.L., O'NIONS R.K. and HAMILTON P.J. (1984).- A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet; Sc. Lett.*, 70: 221-236.
- GORE B. et LE CORRE C. (1987).- Cinématique hercynienne du cisaillement Nord Armoricaïn: l'exemple du granite syntectonique de Saint Renan-Kersaint (Finistère). (Soumis au Bull. Soc. Géol. France).
- GRIFFIN W.L. and BRUEKER H.K. (1985).- REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of norwegian eclogites. *Chem. Geol.*, 42: 227-247.
- GRUAU G. (1983).- Etude géochimique d'associations volcaniques basiques et ultrabasiques d'âge supérieur à 3.5 AE: conséquences sur la structure du manteau archéen précoce. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes, 105p.
- GUERROT C., PEUCAT J.J. and CAPDEVILA R. (1987).- The oldest granulitic crust involved in the Hercynian belt: preliminary U-Pb and Sm-Nd isotopic data. *Terra Cognita*, 7/2.
- HAJASH Jr. A. (1984).- Rare earth element abundances and distributions patterns in hydrothermally altered basalts: experimental results. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 409-412.
- HARRISON T.M. and WATSON E.B. (1983).- Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84: 66-72.
- HAWKESWORTH C.J. and O'NIONS A.K. (1977).- The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from southern Africa. *J. Petrol.*, 18: 487-520.
- HAWKESWORTH C.J., O'NIONS R.K., PANKHURST R.J., HAMILTON P.J. and EVENSON N.M. (1977).- A geochemical study of island-arc and back arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 61:319-332.
- HEINRICH C.A. (1982).- Kyanite - eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 30-38.

- HELLMAN Ph.L. and HENDERSON P. (1977).- Are rare earth elements mobile during spilitisation? *Nature*, 267: 38-40.
- HELLMAN Ph.L. SMITH R.E. and HENDERSON P. (1979).- The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 23-44.
- HOLDAWAY M.J. (1971).- Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271: 97-131.
- HOLLAND T.J.B. (1979).- Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{water}$, and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 293-301.
- HOLLAND T.J.B. (1980).- The reaction $\text{albite} = \text{jadeite} + \text{quartz}$ determined experimentally in the range 600-1200C. *Am. Mineral.*, 65: 129-134.
- HOLLAND T.J.B. (1983).- The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 143-148.
- HÖPPE G. (1966).- Zirkone aus Granuliten. *Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., Reihe B, Mineral Lagerstättenforsch.*, 11(1): 47-81.
- HOUGHTON R.L. (1979).- Petrology and geochemistry of basaltic rocks recovered on leg 43 of the D.S.D.P. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 43: 721-738.
- HUMPHRIS S.E. and THOMPSON R.N. (1978).- Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 127-136.
- HUNZIKER J.C. (1969).- Rb-Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Hellglimmer und Gesamtgesteinsalterswerte. *Eclogae geol. Helv.*, 62/2: 527-542.
- HUNZIKER J.C. (1970).- Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 63/1: 151-161.
- HUNZIKER J.C. (1974).- Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 31: 1-55.
- HUNZIKER J.C. and ZINGG A. (1980).- Lower Palaeozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60: 181-213.
- HURFORD A.J. (1986).- Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 4: 413-427.

HURFORD A.J. and HUNZIKER J.C. (1985).- Alpine cooling history of the Monte Mucrone eclogite (Sesia-Lanzo Zone): fission-track evidence. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 65: 325-334.

HY C. (1984).- Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Mont Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes Italiennes). Thèse de 3ème cycle, Université de Paris VI.

IGLESIAS M., MATTE Ph., RIBEIRO A. and RIBEIRO L. (1981).- Mise en place par obduction des nappes varisques du Nord-Ouest Ibérique. Terra Cognita, Spring 1981, 70 (Abstract).

IGLESIAS M. and RIBEIRO A. (1983).- La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In libro jubilar J.M. Rios, Inst. Geol. Mineral. Espana, Madrid, 1: 459-467.

IRVINE T.N. (1975).- The silica immiscibility effect in magmas. Carnegie Inst. Washington, Yearb., 74: 484-492.

JAFFREZIC H., JORON J.L. and TREUIL M. (1977).- Trace elements determination in rock powder. A study of the precision for a given analytical procedure. Journal of Radioanalytical Chemistry, 39: 185-188.

JAHN B.M. (1986).- Mid ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan ophiolites: chemical and isotopic evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 92: 194-206.

JAHN B.M. and LIOU J.G. (1977).- Age and geochemical constraints of glaucophane schists of Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, 2: 129-140.

JAHN B.M., AUVRAY B., BLAIS S., CAPDEVILA R., CORNICHE J., VIDAL F. and HAMEURT J. (1980a).- Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. J. Petrol., 21: 201-244.

JAHN B.M., BERNARD-GRIFFITHS J., CHARLOT R., CORNICHE J. and VIDAL Ph. (1980b).- Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (hole 417D and 418A, legs S1, S2 and S3). Earth and Planet. Sci. Lett., 48: 171-184.

JAHN B.M. and ZHANG Z.Q. (1984).- Archean granulites gneisses from the eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications. Contrib. Mineral. Petrol., 85: 224-243.

- JAKES P. and GILL J. (1970).- Rare-earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9: 17-28.
- JAKES P. and WHITE A.J.R. (1972).- Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 29-40.
- JEGOUZO P., PEUCAT J.J. et AUDREN C. (1986).- Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge Ordovicien de Bretagne occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II: 839-848.
- JORON J.L. et TREUIL M. (1977).- Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIX/6: 1197-1205.
- JORON J.L., BOUGAULT H., MAURY R.C., BOHN M. and DESPRAIRIES A. (1984).- Strongly depleted tholeiites from the Rockall plateau margin, North Atlantic. *Geochemistry and mineralogy. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, LXXXI*, 783-794.
- KAY R.W. and SENECHAL R.G. (1976).- The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex. *J. Geophys. Res.*, 81: 964-970.
- KLEIN H. and WIMENNAUER W. (1984).- Eclogites and their retrograde transformation in the Schwartzwald (Fed. Rep. Germany). *N. Jb. Mineral. Mh.*, H1: 25-38.
- KOONS P.O. (1982).- An experimental investigation of the behaviour of amphibole in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ at high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 258-267.
- KOONS P.O. (1986).- Relative geobarometry from H.P. rocks of quartzofeldspathic composition from the Sesia zone, Western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 322-334.
- KOPPEL V. (1974).- Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri zones (Southern Alps, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43: 55-70.
- KROGH E.J. and RAHEIM A. (1978).- Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 75-80.
- KROGH T.E. (1973).- A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 3: 485-494.

- KROGH T.E. (1982).- Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 636-649.
- KRUMMENACHER D., BORDET P. et LE FORT P. (1965).- Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. *Schweiz. Min. Petr.Mitt.*, 45: 855-874.
- KUIJPER J., PRIEM H.N.A. and DEN TEX E. (1982).- Late Archaean-early Protérozoic source ages of zircons in rocks from the paleozoic orogen of Western Galicia, N.W. Spain. *Precambrian Res.*, 19: 1-29.
- KUSHIRO I. (1969).- Clinopyroxene solid solutions formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressure. In "Pyroxenes and amphiboles: crystal chemistry and phase petrology". *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 2: 179-191.
- LACASSIN (1984).- Etude des mécanismes de déformation dans le versant Nord de la nappe du Mont Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques. Thèse de 3ème cycle, Montpellier.
- LACROIX A. (1891).- Etude pétrologique des éclogites de la Loire inférieure. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest France*, 1: 81-114.
- LAGARDE J.L. (1978).- La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale; Champtoceaux - Canigou Roc de France. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 164 p.
- LARDEAUX J.M. (1981).- Evolution tectono-métamorphique de la zone nord du massif de Sesia-Lanzo (Alpes Occidentales): Un exemple d'éclogitisation de croûte continentale. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- LASNIER B. (1968).- Le massif de péridotites serpentinisées à amas d'éclogites de Sem-en-Donges et ses annexes (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest France*, 65: 3-17.
- LASNIER B. (1970).- Métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale - Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricaïn et du Massif des Maures (France). Thèse d'état, Université de Nantes, 297p.
- LASNIER B. (1974).- Origine du corindon secondaire dans les gabbros, norites et pyroxénolites à spinelle du "Pont de Louen", Bretagne méridionale, France. *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, CVI: 109-130.
- LASNIER B. (1977).- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Armoricaïn Français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'état, Nantes, 351 p.

- LASNIER B., LEYRELOUP A. and MARCHAND J. (1973).- Découverte d'un granite "charnockitique" au sein de "gneiss ocellés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armoricaïn méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 131-144.
- LEAKE B.E. (1978).- Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63: 1023-1052.
- LE FORT P. (1973).- Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). *Sciences de la Terre*, 25: 375 p.
- LE FORT P. et PECHER A. (1971).- Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 2730: 3-5.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J. et ZIMMERMAN J. L. (1969).- Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord Finistère (Massif Armoricaïn). *Sciences de la Terre*, Nancy, 14: 331-358.
- LIEGEOIS J.P. and DUCHESNE J.C. (1981).- The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges Massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. *Lithos*, 14: 35-48.
- MAC CALLUM I. and CHARETTE M. (1978).- Zr and Nb partition coefficients: implications for the genesis of mare basalts, KREEP, and sea floor basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 859-870.
- MAC LENNAN S.M. and TAYLOR S.R. (1984).- Archaean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archaean continental crust. In *Archaean geochemistry*, ed. A. Kröner, G.N. Hanson and A.M. Goodwin, Springer-Verlag:47-72.
- MALARODA R. (1976).- Osservazioni e considerazioni sulla tettonica del cristallino del massiccio del'Argentera (Alpi Marittime). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 29: 1-20.
- MARCHAND J. (1978).- Feuille d'Ancenis au 1/50000e. B.R.G.M. édit., XIII-22.
- MARCHAND J. (1981).- Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 293, II: 223-228.
- MARCHAND J. (1982).- Une véritable éclogite en Bretagne occidentale (baie d'Audierne-France). *Terra Cognita*, 2/3: 312 (abstract).
- MARCHAND J. (1986).- Les groupes leptyno-amphiboliques du Haut-Allier (Massif Central français) et du complexe de Champtoceaux (Massif Armoricaïn): éléments de définition et de comparaison. In séance spécialisée de la Société Géologique de France: "les complexes leptyno-amphiboliques", p. 17.

- MARESCH W.V. (1977).- Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43: 109-125.
- MASUDA A., NAKAMURA N. and TANAKA T. (1973).- Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 239-248.
- MATTE Ph. (1983).- Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of Western Europe. In "profiles of orogenic belts". *Geodynamics series*, ed. N. Rast & F.M. Delany, 10, A.G.U.: 53-81.
- MATTE Ph. (1986).- La chaîne varisque parmi les chaînes Paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), II, 1: 9-24.
- MATTE Ph. and BURG J.P. (1981).- Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe. Plate tectonics interpretations. In "thrust and nappe tectonics". *Geol. Soc. of London*, ed. K.R. Mac Clay & N.J. Price: 353-358.
- MENOT R.P. (1979).- Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, 55: 93-100.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., PIBOULE M. and SCARENZI D. (1984).- Cambro-Ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Thabor (Belledonne Massif, French external alpine domain). Third ann. meet. work. group Mediterranean ophiolites, Nancy, November 1984, Abstract.
- MENOT R.P. et VIVIER G. (1986).- Chevauchements et décrochements varisques dans le massif de Belledonne, massifs cristallins externes alpins. 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, résumé, p.126.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J. et PAQUETTE J.L. (1986).- Formations leptyno-amphiboliques Paléozoïques et complexes leptyno-amphiboliques: les corrélations hasardeuses. Exemples des massifs cristallins externes Alpains. *Soc. Géol. France*, séance spécialisée "Complexes leptyno-amphiboliques", Rennes, 5 (Abstract).
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., and PIBOULE M. (1987).- Cambro-Ordovician age of the Chamrousse ophiolitic complex (External crystalline massifs): evidence of an eo-variscan oceanisation. *Earth Planet. Sc. Lett.*, (sous presse).
- MENZIES M., SEYFRIED Jr. W. and BLANCHARD D. (1979).- Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. *Nature*, 282: 398-399.

- MESCHEDE M. (1986).- A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb - Zr - Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- MICHARD A., GURRIET P., SOUDANT M. and ALBAREDE F. (1985).- Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 601-610.
- MOLNAR P. and TAPPONIER P. (1975).- Cenozoic of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189(4201): 419-426.
- MONIE (1984).- Etude par la methode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la redistribution de l'argon dans les mineraux des socles anciens repris par l'orogenèse Alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande-Kabylie. Thèse de 3ème cycle, Montpellier, 206p.
- MONIE P. (1985).- La méthode $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes Occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma. *Eclogae geol. Helv.*, 78/3: 487-516.
- MONTIGNY R. et ALLEGRE C.J. (1974).- A la recherche des océans perdus: les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279 D: 543-545.
- MOREAU B. (1980).- Pétrologie et géochimie des anorthosites de Laponie (Finlande): exemples des massifs de Vaskojovi et Mutajarvi. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 265 p.
- OBERHANSLI R., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G. and STERN W.B. (1985).- Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of eo-alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chem. Geol.*, 52: 165-184.
- OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL Ph., CORNICHE J., HERMITTE D. and MACE J. (1981).- Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54: 397-408.
- OXBURGH E.R. and TURCOTTE D.L. (1974).- Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54: 641-662.
- PAQUETTE J.L. (1987).- Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse de l'Université de Rennes I, 223 p.

PAQUETTE J.L., MARCHAND J. et PEUCAT J.J. (1984).- Absence de tectonique Cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale)? Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. Bull. Soc. géol. France, (?), XXVI, 5: 907-912.

PAQUETTE J.L. and PEUCAT J.J. (1985).- Geochemical and isotopic study of the eclogites of the Champtoceaux complex, southern Armorican Massif, France. Terra Cognita, 5/4: P.435 (abstract).

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J. and MARCHAND J. (1985).- Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. Chem. Geol., 52: 203-216.

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J. and MENOT R.P. (1986).- Are zircons in eclogites of crustal origin? Terra Cognita, 6, 2: 245 (Abstract).

PAQUETTE J.L., BALE P., BALLEVRE M., et GEORGET Y. (1987).- Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du N.W. du Massif Armoricain. Sous presse au Bulletin de Minéralogie.

PASSCHIER C.W., URAI J.L., VAN LOON J, and WILLIAMS P.I. (1981).- Structural geology of the central Sesia-Lanzo Zone. Geol. en Mijnb., 60: 497-507.

PATCHETT P.J. (1983).- Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 47: 81-91.

PATCHETT P.J. and BRIDGWATER D. (1984).- Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age defined by Nd isotopes in the Ketilidian terrain of South Greenland. Contrib. Mineral. Petrol., 87: 311-318.

PEARCE J.A. (1975).- basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25: 41-67.

PEARCE J.A. (1982).- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In "Andesites", ed. R.S. Thorpe, J. Wiley & Sons: 525-548.

PEARCE J.A. (1983).- A "users guide" to basalt discrimination diagrams. Non-publié.

PEARCE J.A. and CANN J.R. (1973).- Tectonic setting of basic volcanics rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 290-300.

PECHER A. (1970).- Etude pétrographique de la partie orientale du massif Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 122 p.

- PECHER A. et VIALON P. (1971).- Présence de gneiss du "faciès granulite" dans le noyau Précambrien du massif Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C. R. Acad. Sci., Paris, 270D: 666-668.
- PEUCAT J.J. (1973).- Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Massif Armoricaïn, France) - Etude pétrographique et structurale. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 114p.
- PEUCAT J.J. (1983).- Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricaïn et en Grande Kabylie. Mém. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, 28: 158p.
- PEUCAT J.J. (1986).- Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. Geol. Soc. of America, 164: 229-238.
- PEUCAT J.J. et COGNE J. (1974).- Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud-Finistère): un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. C. R. Acad. Sci., Paris, 278: 1809-1812.
- PEUCAT J.J. and COGNE J. (1977).- Geochronology of some blueschists from Ile de Groix, France. Nature, 268, 5616: 131-132.
- PEUCAT J.J., LE METOUR J. et AUDREN C. (1978).- Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. Bull. Soc. géol. France, (7), XX, 2:163-167.
- PEUCAT J.J., VIDAL Ph., GODARD G. and POSTAIRE B. (1982).- Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? Earth Planet. Sci. Lett., 60:70-78.
- PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., IGLESIAS M. and CORNICHE J. (1983).- Preliminary U-Pb, Sm-Nd and REE data from eclogites of the Iberian Peninsula. Terra Cognita (abstract), 3(2-3): 139.
- PEUCAT J.J., AUVRAY B., HIRBEC Y. et CALVEZ J.Y. (1984).- Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricaïn: géochronologie Rb-Sr. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXVI, 6: 1365-1373.
- PEUCAT J.J., TISSERANT D., CABY R. and CLAUER N. (1985).- Resistance of zircons to U-Pb resetting in a prograde metamorphic sequence of Caledonian age in East Greenland. Can. J. Earth Sci., 22: 330-338.
- PEUCAT J.J. and VIDAL Ph. (1987).- "Isotopic amnesia" : do isotope fail to record premetamorphic events? In V; Zoubec, The Precambrian in Younger Fold Belts, 1, Wiley, Chichester (in press).

- PIBOULE M. and BRIAND B. (1985).- Geochemistry of eclogites and associated rocks of the Southeastern area of the French Massif Central: origin of the protoliths. *Chem. Geol.*, 50: 189-199.
- PIN C. (1979).- Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-Stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Thèse de 3ème cycle, Montpellier, 205 p.
- PIN C. (1986a).- Variscan ophiolites: a Sm-Nd evidence for two main generations. *Terra Cognita*, 6/2: 254 (Abstract).
- PIN C. (1986b).- Datation U-Pb sur zircons à 285 Ma du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia-Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 9: 827-830.
- PIN C. and LANCELOT J.R. (1982).- U-Pb dating of an early Palaeozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 1-12.
- PIN C. et PEUCAT J.J. (1986).- Ages des épisodes de métamorphisme Paléozoïque dans le Massif Central et la Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 3: 461-469.
- PITON Ph. (1985).- Etude géochimique et géochronologique de la croûte continentale Protérozoïque (1.8 - 2.2 Ga) au Nord du Massif Armoricaïn. D.E.A., Université de Rennes I, 55 p.
- POGNANTE U., COMPAGNONI R. and GOSSO G. (1980).- Micro-mesostructural relationship in the continental eclogite rocks of the Sesia-Lanzo Zone (Italian Western Alps), a record of subduction cycles. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 36: 169-188.
- POLDERVAART A. (1955).- Zircon in rocks 1.- Sedimentary rocks. *Am. Journ. Sci.*, 253: 433-461.
- POSTAIRE B. (1983).- Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15/1: 29-72.
- POWELL R. (1985).- Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. of Metamorphic Geol.*, 3: 231-243.
- PRIEM H.N.A. and DEN TEX E. (1984).- Tracing crustal evolution in the N.W. Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Palaeozoic granitoids: a review. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, 35: 121-130.

- PRUNAC M. (1975).- Analyse structurale dans le socle de l'Argentera-Mercantour. Thèse de 3ème cycle, Orsay, 123 p.
- PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse d'état, Nice, 394 p.
- QUINQUIS H. (1980).- Schistes bleus et déformation progressive. L'exemple de l'Ile de Groix (Massif Armoricaïn). Thèse de 3ème cycle, Rennes, 145p.
- QUINQUIS H. et CHOUKROUNE P. (1981).- Les schistes bleus de l'Ile de Groix dans la chaîne hercynienne: implications cinématiques. Bull. Soc. géol. France, suppl. 7, 23(4): 409-418.
- RAUTENSCHLEIN M., JENNER G.A., HERTOGEN J., HOFFMANN A.W., KERRICH R., SCHMINKE A.U. and WHITE W.M. (1985).- Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akaki Canyon, Cyprus: implications for the origin of the Troodos ophiolites. Earth and Planet. Sci. Lett., 75: 369-383.
- REIMER T. (1972).- The evolution of the rubidium and strontium content of shales. N. Jb. Mineral. Abh., 116/2: 167-195.
- REYNARD B. et BALLEVRE M. (1987).- Coexisting amphiboles in an eclogite from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. (soumis).
- RICHARDSON S.W., BELL P. and GILBERT M.C. (1969).- Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci., 267: 259-272.
- ROMAIN J. (1978).- Etude pétrographique et structurale de la bordure Sud-Occidentale du massif de l'Argentera. De saint Martin Vésubie à la Cime du Diable (Alpes Maritimes, France). Thèse de 3ème cycle, Nice, 300 p.
- RUBIE D. (1984).- A thermal-tectonic model for high pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. J. Geol., 92: 21-36.
- SANTALLIER D.S. (1983).- Les éclogites du Bas-Limousin, Massif Central français. Comportement des clinopyroxènes et des plagioclases antérieurement à l'amphibolitisation. Bull. Minéral., 106: 691-708.
- SAUNDERS A.D., FORNARI D.J., JORON J.L., TARNEY J. and TREUIL M. (1982).- Geochemistry of basic igneous rocks, Gulf of California, D.S.D.P. leg 64. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, LXIV, 2: 595-642.

- SCARENZI D. (1984).- Etude des méta-plagiogranites et des méta-trondhjémites de l'ophiolite de Chamrousse et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère, France). Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 221 p.
- SCHILLING J.G. (1975).- Rare earth variations across "normal segments" of the Reyjanes ridge, 60N-53N, mid-Atlantic ridge, 29S, and east Pacific rise, 2-19 S, and evidence of the composition of the underlying low velocity layer. *J. of Geophys. Res.*, 80, 11: 1459-1473.
- SHERVAIS J.W. (1982).- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 59: 101-118.
- SILVER L.T. (1969).- A geochronologic investigation of the anorthosite complex, Adirondacks Mountains, New York. Symposium on "the origin of anorthosites and related rocks". *Ysachsen ed.*, New York State Mus. Sc. Serv., 18: 233-251.
- STECK A. (1966).- Petrographische und tectonische untersuchungen am Zentralen Aargranit und seinen altkristallinen hüllgesteinen im west lichen Aar massiv. *Beitr. Geol. Karte Schweiz.*, N.F. 130, 99p.
- STEIGER R.H. and JAGER E. (1977).- Subcommittee of geochronology: convention to use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 36: 359-362.
- SUN S.S. and NESBITT R.W. (1978).- Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 301-325.
- SUN S.S., NESBITT R.W. and SHARASKIN A.Y. (1979).- Geochemical characteristics of mid ocean ridge basalts. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 44: 119-138.
- TAYLOR S.R. and GORTON M.P. (1977).- Geochemical application of sparke source mass spectrography. III. Element Sensitivity, precision and accuracy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 1375-1380.
- TAYLOR S.R. and MAC LENNAN M. (1981).- The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A301: 381-399.
- TERA F. and WASSERBURG G.J. (1972).- U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 14: 281-304.
- THIEBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R. et TREUIL M. (1987).- Etude géochimique (majeurs et traces) de la formation amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers (complexe cristallophyllien des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orogène varisque. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), III/2: 371-378.

- TILTON G.R. (1960).- Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.*, 65: 2933-2945.
- UDOVKINA N.G., MURAVITSKAYA G.N. and LAPUTINA I.P. (1980).- Talc-garnet-kyanite rocks of the Kokchetav block, Northern Kazakhstan. *Dokl. Earth Sci. Section*, 237: 202-205.
- VELDE B. (1966).- Etude minéralogique d'une éclogite de Fay-de-Bretagne (Loire Atlantique). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 89: 385-393.
- VELDE B. (1970).- Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Cellier, Loire atlantique). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 93: 370-385.
- VELDE B. and SABATIER H. (1972).- Eclogites from northern Vendee, France. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 95: 397-400.
- VIALON P. (1966).- Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse d'état, Université de Grenoble, mémoire 4, travaux de laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Grenoble.
- VIDAL Ph. (1972).- L'axe granitique de Moëlan-Lanvaux (Sud du Massif Armoricaïn): mise en évidence par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, C IV, 2: 75-89.
- VIDAL Ph. (1973).- Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV: 239-245.
- VIDAL Ph. (1980).- L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Strontium. *Mem. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 21, 162 p.
- VIDAL Ph., COGNE J. et BONHOMME M. (1970).- Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale: la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 271: 1737-1740.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R., FEDIUK F., HAMEURT J. and WALDHAUSROVA J. (1975).- Radiométric age of volcanics of the Cambrian Krivoklat Rokycany complex, Bohemian massif. *Geol. Rundsch.*, 64/2: 563-570.
- VIDAL Ph., PEUCAT J.J. and LASNIER B. (1980).- Dating of granulites involved in the Hercynian fold-belt of Europe: an example taken from the granulite facies orthogneisses at La Picherais, Southern Armorican Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 283-289.

VIDAL Ph. and CLAUER N. (1981).- Pb and Sr isotopic systematics of some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21 N (project RITA). Earth Planet. Sci. Lett., 55: 237-246.

VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R. and COGNE J. (1981).- Precambrian relicts in the Armorican Massif: their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian-Hercynian belt. Precambrian Res., 14: 1-20.

VIDAL Ph. and POSTAIRE B. (1985).- Etude par la methode Pb-Pb des roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne Hercynienne. Chem. Geol., 49: 429-449.

VON DRACH V., MARSH B.D. and WASSERBURG G.J. (1986).- Nd and Sr isotopes in the Aleutians: multicomponent parenthood of island-arc magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 92: 13-34.

VON RAUMER J.F. (1974).- Zur metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc und Aiguilles Rouges massivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54: 471-488.

VON RAUMER J.F. (1976).- Variskum in den Zentral und Westalpen. Nova Acta Leopoldina, N.F. 224: 119-144.

VON RAUMER J.F. (1981).- Variscan events in the Alpine region. Geol. en Mijn., 60: 76-80.

VON RAUMER J.F. (1984).- The external massifs, relics of Variscan basement in the Alps. Geol. Rund., 73, 1: 1-31.

WAGNER G.A., REIMER G.M. and JAGER E. (1977).- Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. Mem. Institut. Geol. Univ. Padova. XXX: 27 p.

WASSERBURG G.J. (1963).- Diffusion processes in lead-uranium systems. J. Geophys. Res., 68:4823-4846.

WETHERILL G.W. (1963).- Discordant uranium-lead ages, II, discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. J. Geophys. Res., 68: 2957-2965.

WETZEL R. (1972).- Zur Petrographie und Mineralogie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 52: 161-236.

WINCHESTER J.A. and FLOYD P.A. (1977).- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20: 325-343.

WOOD D.A. (1980).- The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing their nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. Earth Planet. Sc. Lett., 50: 11-30.

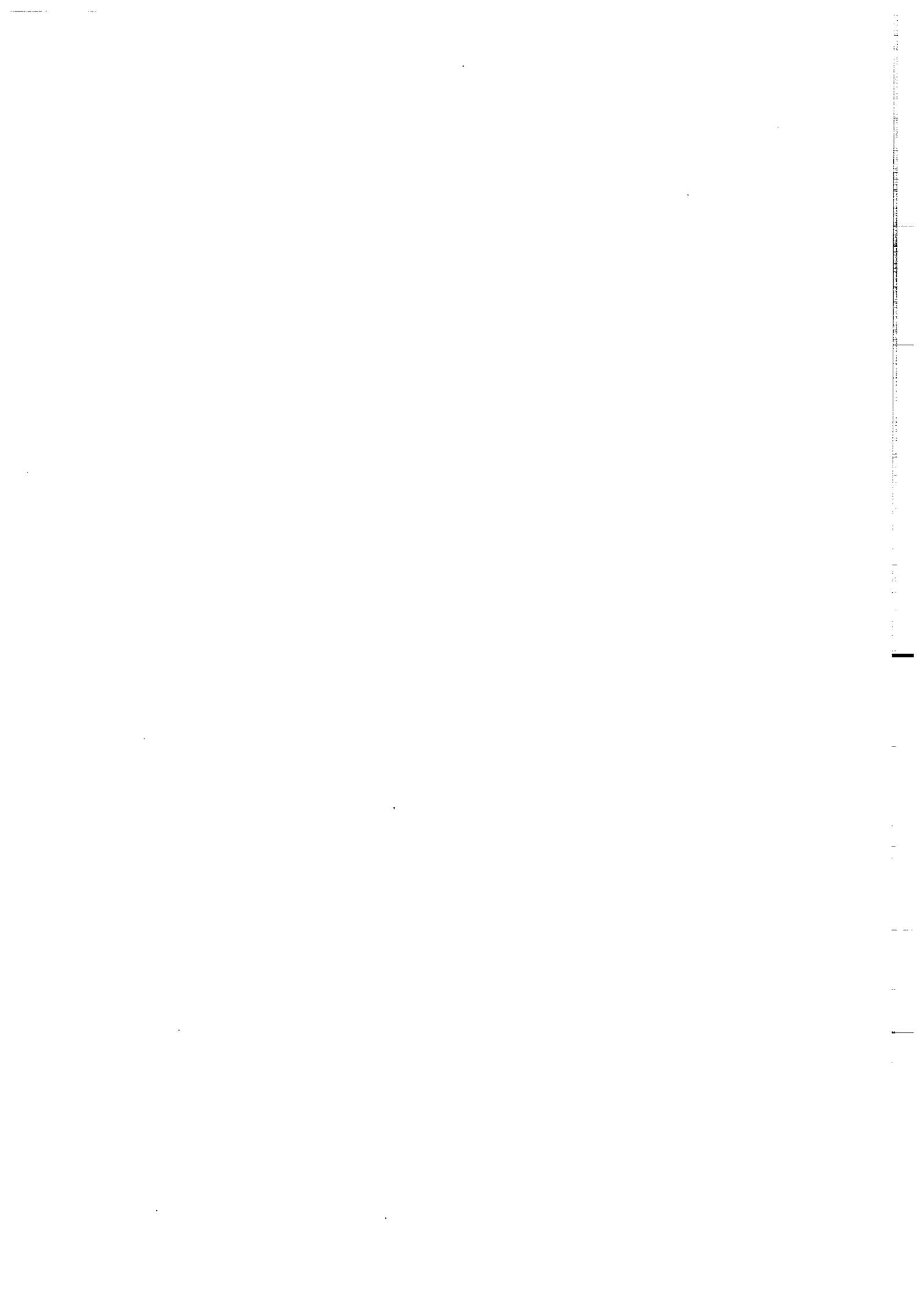
WOOD D.A., GIBSON I.L. and THOMPSON R.N. (1976).- Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. Contrib. Mineral. Petrol., 55: 241-254.

WYNS R. et LE METOUR J. (1983).- Le Précambrien du massif Vendéen: étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. Doc. B.R.G.M., 68: 60 p.

YORK D. (1966).- Least-square fitting of a straight line. Can. J. Phys., 44: 1079-1086.

ZINGG A. (1980).- Regional metamorphism in the Ivrea zone (southern Alps, N.-Italy): field and microscopic investigation. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 60: 153-179.

ZWART H.J. and DORNSIEPEN U.F. (1978).- The tectonic framework of central and western Europe. Geol. en Mijnb., 57: 627-654.



ANNEXE A:

METHODES ANALYTIQUES.

METHODES ANALYTIQUES

Les méthodes analytiques utilisées pour la séparation chimique et l'analyse des concentrations en REE, Rb et Sr ainsi que la constitution isotopique du Nd et du Pb sont globalement identiques à celles décrites dans Jahn et al. (1980a), Chauvel (1982) et Gruau (1983) pour REE, Rb et Sr, Postaire (1983) pour la méthode Pb commun et Krogh (1973) pour la méthode U-Pb sur zircons. Les teneurs en REE, Rb et Sr des échantillons ainsi que les concentrations en U et Pb* des zircons ont été déterminées par la méthode de la dilution isotopique.

1/ PREPARATION DES ECHANTILLONS.

1.1/ Analyses roche totale.

L'échantillon est tout d'abord débarrassé des traces d'altération à la scie, puis est broyé grossièrement, homogénéisé par quartage et enfin finement broyé (<20 microns) dans un broyeur à billes d'agate. Environ 500mg à 1g de poudre sont dissous par de l'acide HF-HClO4 dans un container clos (Savillex) en Téflon durant deux à trois jours. Après évaporation à sec, le résidu est repris par HCl 6N quartex. Les minéraux réfractaires (zircon, rutile, grenat,...) sont séparés par centrifugation puis remis en attaque dans un mélange HF-HNO3 concentré, en bombe de Téflon chauffés à 180C durant cinq jours (méthode de dissolution des zircons de Krogh (1973)). La solution finale sera divisées en plusieurs lots suivant les besoins des méthodes analytiques choisies. Cette technique présente l'avantage de pratiquer l'ensemble des séparations chimiques et analyses sur le produit d'une seule et même attaque, l'homogénéité des différentes fractions est ainsi garantie.

1.2/ Séparation des zircons.

Celle-ci s'effectue par une chaîne de traitement de gros échantillons, les éclogites collectées pesant une centaine de kg. L'échantillon est fragmenté à la masse et à la presse hydraulique, puis écrasé au broyeur à mâchoires, à rouleaux et enfin à disques, puis tamisé. Le produit du tamisage (<250 microns) est passé à la table à secousses (Wifley table) ce qui permet de recueillir les minéraux lourds.

Ceux-ci sont traités à l'aide de séparateurs magnétiques, liqueurs denses et lavages acides jusqu'à obtenir une population de zircons sub-purs et non-magnétiques au séparateur Franz Isodynamic. Les zircons sont divisés, à l'aide de tamis jetables, en différentes populations granulométriques et purifiés par tri manuel sous loupe binoculaire.

2/ PROCEDURES CHIMIQUES.

2.1/ Ab, Sr et REE.

La séparation chimique du Ab, du Sr et des REE est réalisée sur une colonne échangeuse d'ions en quartz (20 X 1 cm, résine cationique Biorad AG50 W X8, 200-400 mesh). Pour la mesure de la constitution isotopique du Sr et du Nd, le Sr et l'ensemble des REE sont séparés à l'aide d'une première colonne du même type. Le Nd est ensuite isolé sur une seconde colonne (20 X 0.2 cm, même résine conditionnée pH = 4.43) par élution d'acide 2 - méthyllactique (HIBA) 0.2M et pH = 4.43. Une troisième colonne (équivalent colonne et résine pour U-Pb zircon) permettra d'éliminer d'éventuelles traces d'HIBA. Une procédure chimique plus simple et surtout plus "propre" faisant appel à la technique de la "reverse chromatography" a été récemment développé au laboratoire.

Les mesures des concentrations en REE sont précises à environ 2%, sauf pour La, Ce et Lu qui sont à 5%. Les blancs mesurés au laboratoire de Rennes sont inférieurs à 5ng pour le Sr et 1ng pour le Nd.

2.2/ Plomb commun.

Les procédures de séparation chimique utilisées ont été décrites dans Vidal and Clauer (1981) et Postaire (1983). Les blancs totaux mesurés au laboratoire sont de l'ordre de 5ng, leur influence sur les rapports isotopiques mesurés est négligeable.

2.3/ U-Pb sur zircons.

L'attaque chimique des cristaux de zircons est réalisée par un mélange HF-HNO₃ concentré (tri-distillé par subboiling), en bombe de Téflon chauffée à 180C durant quinze à vingt jours, selon la méthode décrite par Krogh (1973). La séparation chimique de l'U et du Pb est réalisée sur une microcolonne échangeuse d'ions réalisée en Téflon thermorétractable (10 X 0.7 cm, résine anionique Biorad AG1 X8, 100-200 mesh).

Les traceurs isotopiques utilisées ont été ^{208}Pb (enrichi à 99.97%) et ^{205}Pb (enrichi à 99.61%). Les échantillons traités étant pauvres en Pb^* , les réactifs utilisés sont de qualité suprapure, distillés deux à trois fois par "subboiling". Le blanc total de Pb est inférieur à 0.5 ng.

3/ PROCEDURE SPECTROMETRIQUE.

3.1/ Méthode Rb-Sr.

Les mesures ont été effectuées sur un spectromètre de masse Thomson Houston THN 206 SA (60 degrés, 30 cm). L'échantillon est chargé sur simple filament de tantale oxydé; le filament est porté à une température d'environ 1250c. Le fractionnement est corrigé en normalisant le rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ mesuré à la valeur $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$. Dix à vingt blocs de neuf rapports sont généralement enregistrés.

La moyenne des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'étalon NBS 987 sur un ensemble de onze enregistrements effectués entre fin 1985 et 1986 est de: $0.71037 \pm 9 (2\sigma)$.

Tous les calculs d'âge sont effectués à l'aide du programme de York (1966) à 2 m, l'erreur sur l'âge est multipliée par $\sqrt{\text{MSWD}}$ si celui ci est supérieur à 1. Les constantes utilisées sont celles préconisées par Steiger & Jäger (1977):

$$\begin{aligned}\lambda_{^{87}\text{Rb}} &= 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1} \\ ^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} &= 0.1194 \\ ^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} &= 0.056584\end{aligned}$$

3.2/ Spectres de REE.

Les concentrations en REE sont mesurées sur un spectromètre de masse Cameca TSN 206 SA identique au THN 206. L'échantillon est chargé sur un filament latéral en tantale tandis qu'un filament central en rhénium permet l'ionisation. Tous les éléments sont émis à différentes températures croissantes et sous forme métal, sauf le La qui est émis sous forme oxyde. Six à dix groupes de sept rapports sont mesurés par élément, des corrections sont effectuées pour le La, Ce et Lu.

3.3/ Composition isotopique du Nd.

Les mesures ont été effectuées sur le même appareil que pour les REE. Les émissions s'effectuent sur triple filaments de rhénium: les deux filaments latéraux sont porteurs de l'échantillon, ils sont chauffés à une température d'environ 1200C; le filament central chauffé à 1800C permet l'ionisation. Le fractionnement des masses est corrigé en normalisant le rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ à la valeur $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$.

L'éventuelle interférence du samarium (devenue très rare du fait de l'amélioration de la procédure de séparation chimique) est contrôlée et corrigée grâce à la mesure de la masse 147. La bonne cohérence des rapports mesurés est contrôlée par la mesure du rapport $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ qui doit être constant à 0.348417. Une émission comprendra en général un minimum de 500 rapports traités statistiquement.

La moyenne des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'étalon La Jolla Standard obtenue sur 24 enregistrements de 1984 à 1986 est de 0.511876 ± 44 (2σ). Les calculs d'âge sont effectués avec le même programme que pour le Sr.

$$\begin{aligned} \lambda_{\text{Sm}} &= 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1} \\ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) \text{ CHUR} &= 0.1967 \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) \text{ CHUR (0)} &= 0.51264 \\ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) \text{ DM} &= 0.2137 \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) \text{ DM (0)} &= 0.51315 \end{aligned}$$

3.4/ Méthode U-Pb sur zircons.

Les mesures ont été effectuées sur les deux spectromètres de masse TSN 206 pour l'U-Pb et THN 206 pour le Pb commun. Le Pb est chargé par la technique Silicagel- H_3PO_4 sur simple filament de rhénium. Celui-ci est chauffé à 1280C pour former une perle permettant une émission contrôlée des ions. L'U est chargé sur simple filament de tantale oxydé puis chauffé par paliers jusqu'à l'intensité désirée. Les erreurs sont calculées à 2σ avec un programme adapté de York (1966) par R. Charlot (non publié). Les résultats obtenus sur le standard NBS 981 durant ce travail sont les suivants (à 2σ):

-sur multiplicateur d'électrons (8 analyses):

$$\begin{aligned} ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 16.91 \pm 2 \\ ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 15.46 \pm 2 \\ ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} &= 0.914 \pm 1 \\ ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 36.57 \pm 5 \end{aligned}$$

Les résultats obtenus sur le standard NBS 982 durant ce travail sont les suivants:

-sur cage de Faraday (8 analyses):

$$\begin{aligned} ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 36.66 \pm 8 \\ ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 17.11 \pm 8 \\ ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} &= 0.4668 \pm 3 \\ ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 36.68 \pm 9 \end{aligned}$$

-sur multiplicateur d'électrons (15 analyses):

$$\begin{aligned} ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 36.65 \pm 4 \\ ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 17.11 \pm 4 \\ ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} &= 0.4666 \pm 4 \\ ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 36.61 \pm 4 \end{aligned}$$

Une correction de fractionnement de 1 % par unité de masse est appliquée. Les constantes utilisées sont celles recommandées par Steiger & Jäger (1977):

$$\begin{aligned} \lambda_{^{235}\text{U}} &= 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \\ \lambda_{^{238}\text{U}} &= 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \\ ^{238}\text{U}/^{235}\text{U} &= 137.88 \end{aligned}$$

En U-Pb, le Plomb commun de correction utilisé a les rapports suivants:

206Pb/204Pb= 18.0

207Pb/204Pb= 15.5

208Pb/204Pb= 37.0

Enfin, les différents modèles interprétatifs utilisés pour expliquer les résultats obtenus en U-Pb sur zircon ne seront pas rappelés, ils sont en effet amplement développés dans Faure (1977), Pin (1979), Gebauer and Grünenfelder (1979), Peucat (1983) et Albarède et al. (1985).

4/ ANALYSES CHIMIQUES.

Les concentrations en éléments majeurs et traces ont été déterminées par fluorescence X aux laboratoires de l'Institut de Géologie de Rennes et de l'École des Mines de Saint Etienne pour les échantillons des massifs cristallins externes alpins (1ère partie, chapitre I). La précision des analyses pour les différents éléments chimiques est indiquée dans Georget (1986).

5/ MICROSCOPIE ELECTRONIQUE.

Les photographies de zircons au microscope électronique à balayage ont été effectuées au laboratoire de Paléontologie de l'Institut de Géologie de Rennes grâce à F. Paris et D. Bernard. Les images en cathodoluminescence ont été réalisées avec le microscope électronique à balayage de l'Université de Nantes et grâce au concours de B. Lasnier.

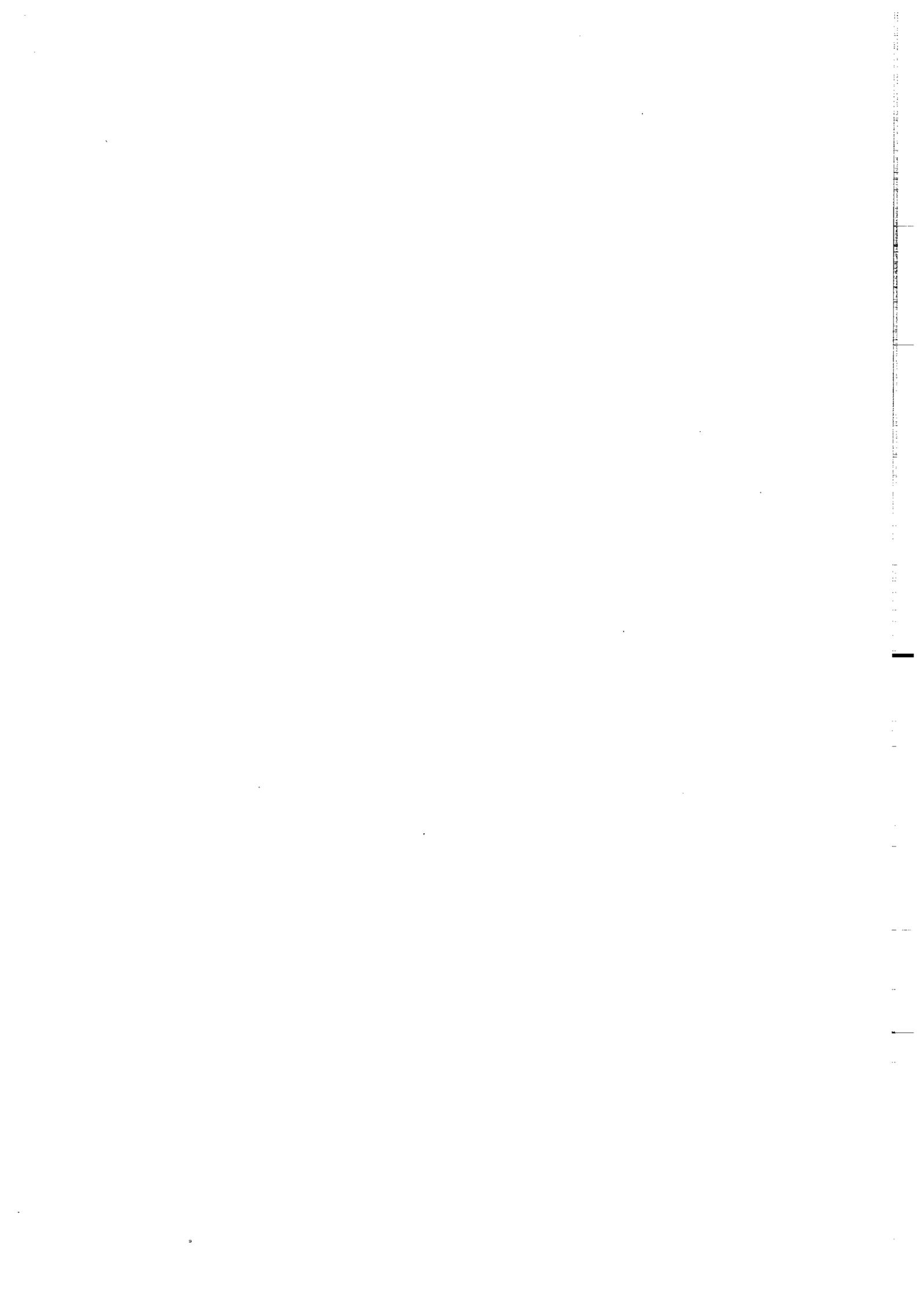
ANNEXE B:

LOCALISATION

ET

DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

DES ECHANTILLONS.

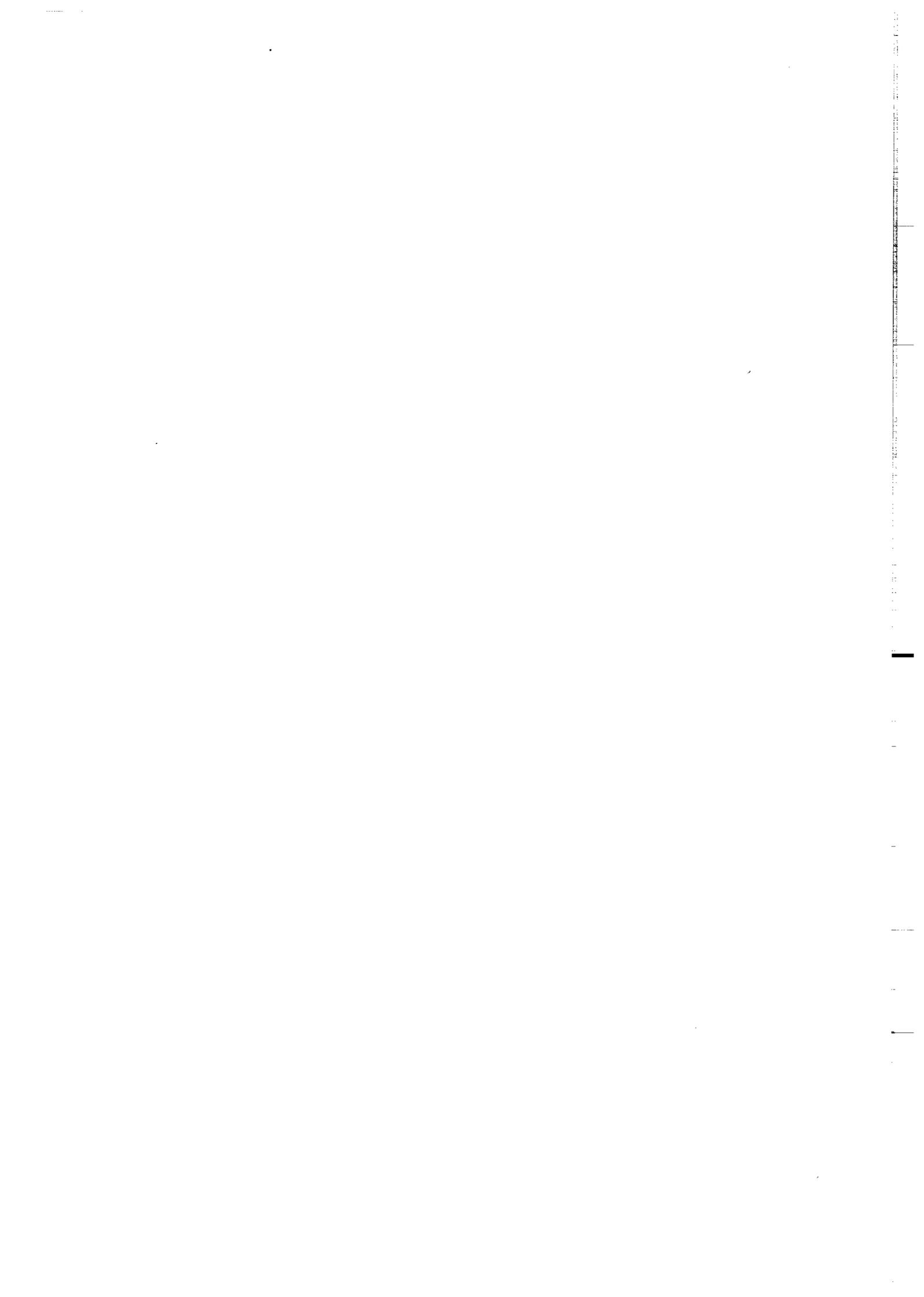


DESCRIPTION DES ECHANTILLONS

| Echant. | Nature | Localisation | Minéralogie |
|--|--------------------------|--|---|
| Massifs Cristallins Externes Alpins | | | |
| R7756 | éclogite | Massif des Aiguilles Rouges, bordure ouest du lac Cornu. (Chamonix, France). | grenat-rutile-(omphacite)-quartz. (amphibole-plagioclase-symplectites à diopside et plagioclase-opaques). |
| R7757 | éclogite | même localisation que R7756 | grenat-rutile-(omphacite)-quartz-zoisite. (amphibole-plagioclase-symplectites à diopside et plagioclase-opaques). |
| R7758 | éclogite | même localisation que R7756 | grenat-rutile-omphacite-amphibole brune. (amphibole verte-plagioclase-symplectites à diopside plagioclase-quartz-opaques-sphène). |
| B7751 | éclogite | Massif de Belledonne (Beaufortin). Lac des tempêtes. (Albertville). | grenat-rutile-omphacite-quartz. (amphibole-plagioclase-quartz-symplectites à diopside et plagioclase-opaques). |
| B7752 | éclogite | même localisation que B7751 | grenat-rutile-omphacite-quartz. (amphibole-plagioclase-symplectites à diopside et plagioclase-sphène-opaques). |
| B7753 | éclogite | même localisation que B7751 | grenat-rutile-(omphacite)-zoisite-quartz. (amphibole-plagioclase-symplectites à diopside et plagioclase-sphène-opaques). |
| B7754 | éclogite | même localisation que B7751 | grenat-rutile-(omphacite)-quartz. (amphibole-plagioclase-symplectites à diopside et plagioclase-opaques). |
| B7755 | éclogite | même localisation que B7751 | grenat-rutile-(omphacite)-amphibole brune-quartz. (amphibole-plagioclase-symplectites à diopside et plagioclase-opaques). |
| B7759 | amphibolite | même localisation que B7751 | grenat-rutile. (amphibole-plagioclase-sphène-opaques). |
| AJ8016 | éclogite rétro-morphosée | Massif de l'Argentera, Madone de Fenestre. (Saint Martin Vésubie). | grenat. (symplectites à Hb-Plg (fréquentes) et à Cpx-Plg (rares et amphibolitisées)). altération tardive en séricite + actinote + chlorite. |
| AJ8017 | éclogite amphibolitisée | même localisation que AJ8016 | grenat + Cpx 1. (symplectites à Cpx 2+Plg amphibolitisées et à Hb + Plg). |
| AJ13 | amphibolite litée | même localisation que AJ8016 | pas de reliques de H.P. (litages: Hn brune + Plg + Fe-Ti oxydes; Hn + Cpx + Plg; Hn + Plg + Qz + Bio). |
| AJ17 | éclogite amphibolitisée | même localisation que AJ8016 | identique à AJ8017. Riche en oxydes Fe-Ti. |
| AC8018 | amphibolite | Massif de l'Argentera, cime de la Cougourde. (Saint Martin Vésubie). | pas de reliques de H.P. (amphibolitisation complète avec texture nématoblastique à Plg et phénoclastes de Hb). Riche en leucoxène et épidote. |
| AC07 | amphibolite | même localisation que AC8018 | (grenat (cocardes) résorbé en Hb+Plg+épidote. Reliques de symplectites à Cpx 2+Plg). |

| Echant. | Nature | Localisation | Minéralogie |
|---------------------------------|---------------------------|--|---|
| AC11 | amphibolite | même localisation que AC8018 | pas de reliques de H.P. (Hn (pergesite?) + Chl + serpentine). |
| AC12 | amphibolite | même localisation que AC8018 | reliques texturales de Gt + Cpx 1. (nodules à Plg - Hn - épidote et symplectites à Hn-Plg). |
| AC18 | amphibolite | même localisation que AC8018 | identique à AC12; grande richesse en oxydes Fe-Ti. |
| AB8019 | éclogite rétro-morphosée | Massif de l'Argentera, piste de Férisson (Saint Martin Vésubie). | grenat + Cpx 1. (Symplectites à Cpx-Plg). |
| AB04 | amphibolite | même localisation que AB8019. | grenat à auréoles kéliphytiques + Cpx 1 phénoclastique. (symplectites à Cpx 2 - Plg). |
| AB10 | amphibolite feldspathique | même localisation que AB8019 | grenat entièrement résorbé. (Cpx 2 + Plg . Hnb + Oligoclase). |
| AB13 | amphibolite feldspathique | même localisation que AB8019 | même minéralogie que AB10. |
| AB22 | amphibolite feldspathique | même localisation que AB8019 | aucune relique H.P. (Hnb verte + Plg). |
| Complexe de Champtoceaux | | | |
| 3374 | éclogite | Carrière de la Bréhardière (1 km ouest de La Varenne) | grenat en atoll-omphacite-quartz-phengite-rutile. (glaucophane secondaire). (Godard et al., 1981). |
| 5503 | métagabbro | lieu-dit: "Butte de la Roche" (3 km au sud du Loroux - Bottereau). | plagioclase-augite-orthopyroxène-spinelle-amphibole-(corindon - diaspore-pyrite). (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). |
| 5504 | métagabbro | même localisation que 5503 | plagioclase altéré-orthopyroxène-diagenèse amphibolitisée-spinelle. (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). |
| 5505 | métagabbro | même localisation que 5503 | même minéralogie que 5504. Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). |
| 5506 | éclogite | lieu-dit: "La Picherais" (2 km au sud-ouest de St - Mars-du-Désert). | grenat (atoll)-omphacite-rutile-quartz-phengite. (glaucophane secondaire). (Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985). |
| 7452 | métagabbro | lieu-dit: "La Faveltière" (3 km au sud du Loroux - Bottereau). | amphibole verte -épidote- plagioclase. |
| 7453 | métagabbro | même localisation que 7452 | textures magmatiques préservées: plagioclase-clinopyroxène (amphibole)-spinelle. |
| 7454 | éclogite | même localisation que 3374 | grenat (atolls à mica blanc et quartz)-omphacite-rutile. (amphiboles avec zircons inclus). |
| 7455 | éclogite | même localisation que 3374 | même minéralogie que 7454. |
| 7456 | métagabbro | carrière: "les Martinières" (2 km est de Drain). | textures magmatiques préservées: plagioclase- zoisite- amphibole-sphène- rutile- calcite. |
| 7457 | éclogite | Héric, sortie sud-ouest à 500 m du centre du bourg. | texture en nid d'abeille: grenat-omphacite-rutile-mica blanc. (amphiboles). |

| Echant. | Nature | Localisation | Minéralogie |
|--|----------------------------|--|--|
| 7458 | éclogite | lieu-dit: "La Richaudais" (1,5 km au nord de Fay-de-Bretagne). | grenat-omphacite-rutile-disthène - quartz -paragonite- amphibole. (Paquette et al., 1985). |
| 7459 | éclogite | Campbon, 500m sortie nord-ouest du bourg (près du cimetière). | grenat- omphacite- rutile- mica blanc-quartz-zoisite-amphibole. |
| 7460 | éclogite | même localisation que 7457. | grenat-omphacite-amphibole incolore-rutile. (amphibole-plagioclase-chlorite). |
| 7462 | métagabbro | même localisation que 7452. | textures magmatiques préservées: pyroxène- plagioclase- opaques. (amphiboles). |
| 7463 | éclogite | même localisation que 7457. | grenat-(omphacite)-rutile-quartz. (amphiboles-symplectites à pyroxène et plagioclase - chlorite-sphène). |
| 7464 | éclogite | lieu-dit : "La Guérinaie" (1,5 km au nord-est de Fay-de-Bretagne). | grenat- rutile- omphacite- mica blanc amphibole. |
| 7465 | éclogite | même localisation que 7464. | grenat-rutile-omphacite-zoisite-quartz-mica blanc-amphibole. |
| 7466 | éclogite | lieu-dit: "Nouillac" (2km au nord-est de Fay-de-Bretagne). | grenat-rutile-omphacite-zoisite-sphène. (amphiboles-mica blanc). |
| 7935 | éclogite | même localisation que 3374. | grenat (atolls à mica blanc et quartz)-omphacite-rutile. (amphibole bleue avec zircons). |
| 7936 | éclogite | même localisation que 7458. | grenat-rutile-omphacite-zoisite-mica blanc-glaucophane prograde. (amphibole- plagioclase- symplectites à plagioclase et pyroxène). |
| CX12 | métapélite éclogitique | même localisation que 7466. | grenat-disthène-phengite-rutile-quartz. (phengite II-chlorite). |
| Complexe du Léon | | | |
| 7686 | éclogite | Plounevez-Lochrist, lieu-dit: "Kerscao". | grenat-(omphacite)- disthène - zoisite-quartz. (amphibole-plagioclase-symplectites à pyroxène et plagioclase). (Cabanis, 1986). |
| 8212 | éclogite | Lesneven: lieu-dit "Lescoat-Bihan". (1 km à l'est du centre du bourg). | grenat-omphacite-rutile-quartz-zoisite. |
| Domaine Pennique (Alpes occidentales Italiennes). | | | |
| MUCRONE | métagranite éclogitique | zone Sesia-Lanzo, face est du Mont Mucrone. | *paragenèse granitique: quartz - plagioclase-feldspath potassique -biotite-allanite-zircon. *réactions éclogitiques: biotite -> phengite + rutile plagioclase -> jédite + zoisite + quartz. Au contact biotite - plagioclase apparition de couronnes de grenat. |
| DORA-MAIRA | métaquartzite | massif de Dora-Maira , banc de quartzite échantillonné à Parigi, près de Martiniana (PO). (Chopin, 1984). | quartz-pyrope-coésite-disthène - phengite-talc-omphacite-(rutile-zircon). (Chopin, 1984). |
| MONT ROSE | métapélite éclogitique | massif du Mont Rose, haut Val d'Ayas. (Chopin and Monié, 1984). | quartz-phengite-chloritoïde-talc-disthène - (florencite - zircon - apatite - rutile). |

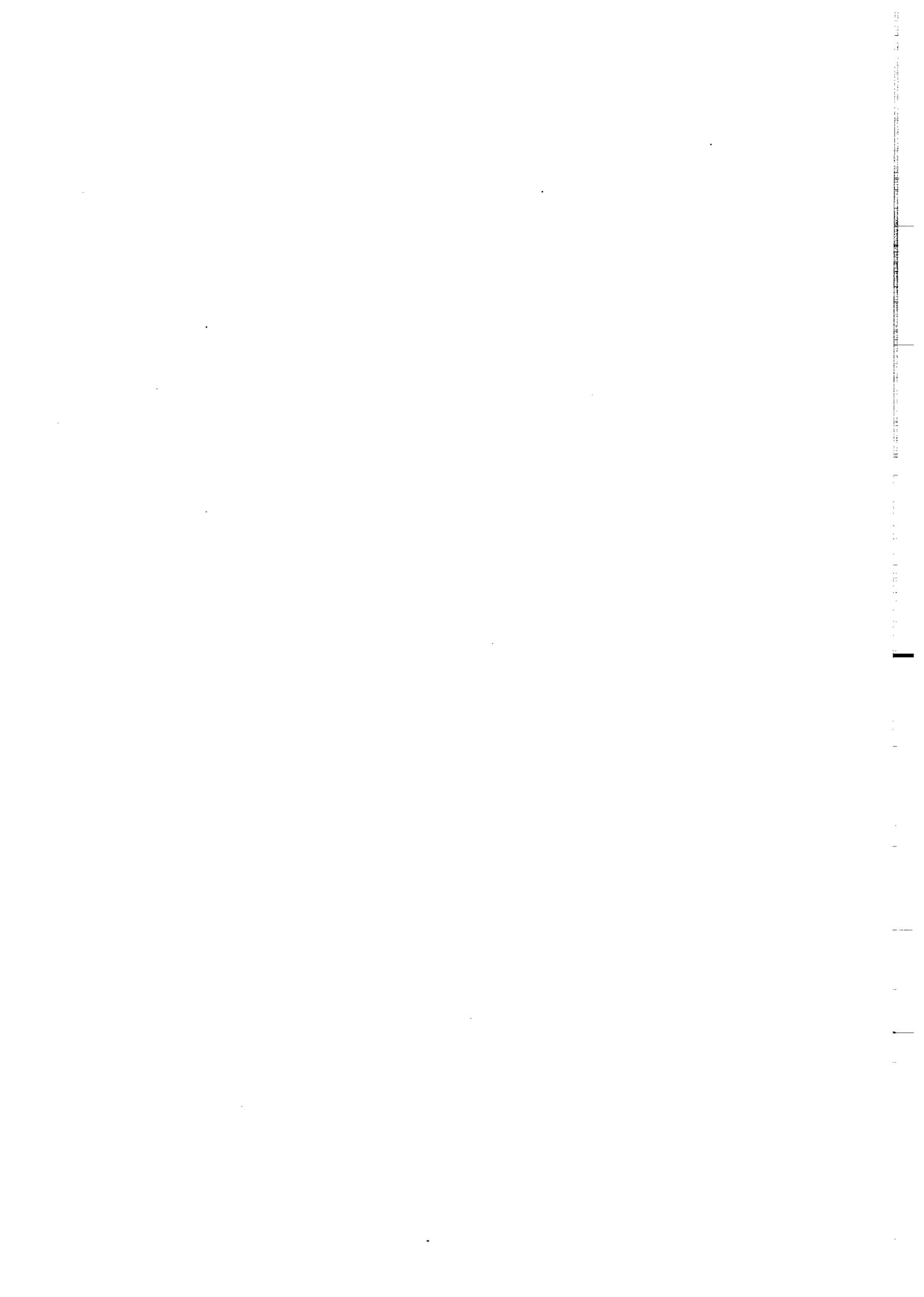


Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). 55F.
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95F.
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). 100F.
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120F.
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu,
Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère
du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195
p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte.
(1987) 110F.



BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

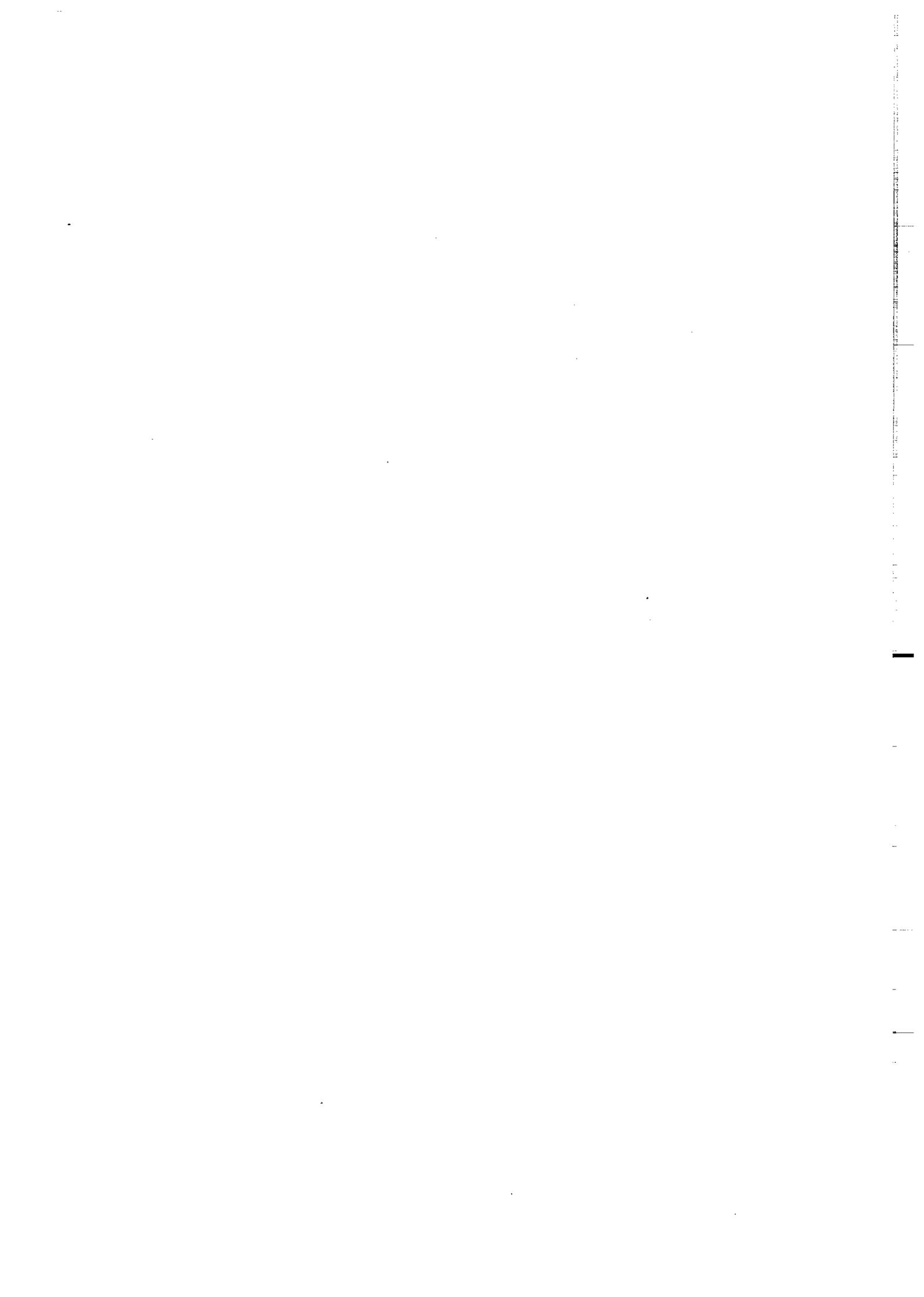
ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

| N° | Auteur | Nb Exemplaires | Prix Unitaire | TOTAL |
|---------------------|--------|----------------|---------------|-------|
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |
| Frais d'envoi : | | | Total | |
| 1 volume : 15,00 F. | | | Frais d'envoi | |
| | | | Montant total | |

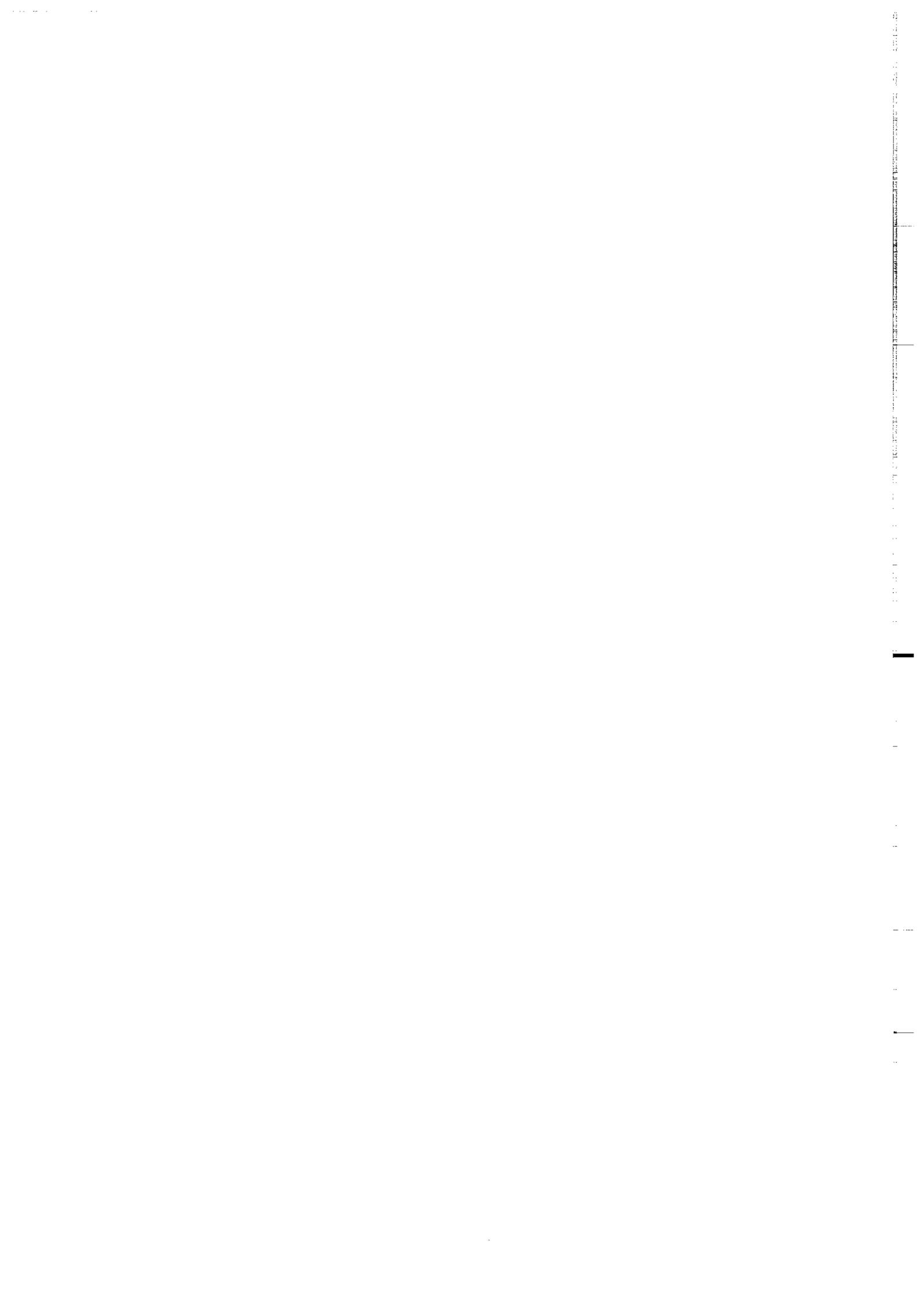
Veuillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au CAESS

Dépot Légal

4^{ème} trimestre 1987



Résumé :

- Les éclogites témoignent, pour la plupart d'entre elles, de l'existence de lambeaux de paléocroûtes océaniques affectées par des conditions tectonométamorphiques très intenses. Ces roches représentent généralement les premiers épisodes de la formation des chaînes de montagne, avant les phénomènes de collision continentale. L'étude géochronologique et géochimique des éclogites est fondamentale car elle apporte d'une part de nombreuses contraintes à la géologie des massifs cristallins étudiés, et permet d'autre part de caractériser le comportement des systèmes isotopiques lors d'un métamorphisme de haute grade.

- L'ensemble des résultats géochimiques et isotopiques montre que la majorité des protolithes des éclogites étudiées provenant du Massif Armoricaïn (Champtoceaux-Léon) et des massifs externes alpins (Aiguilles Rouges-Belledonne-Argentera) sont comparables aux basaltes de rides médio-océaniques actuels.

- L'étude géochronologique U-Pb sur zircons a révélé une large gamme d'âges de magmatisme initial de ces metabasites. Les résultats sont divisés en deux groupes : les âges précambriens et les âges paléozoïques. Un modèle de faible contamination, qui propose qu'une très faible contribution crustale introduise une information géochronologique erronée sans perturber les caractères géochimiques des roches étudiées, permet d'interpréter la diversité des âges précambriens obtenus. Dans les deux domaines étudiés, le magmatisme océanique d'âge paléozoïque a été daté en deux époques distinctes: 460-500 Ma et 350-380 Ma.

- Le métamorphisme éclogitique est lui-même constitué de plusieurs épisodes : (1) précoce : 480 Ma, (2) majeur 400-440 Ma et (3) tardif à 350-370 Ma. Ceci permet de proposer la fermeture de plusieurs domaines océaniques et une évolution non-synchrone de l'ensemble de la chaîne Hercynienne.

- Dans la chaîne Alpine, les âges obtenus par U-Pb sur zircons : 286 Ma (magmatisme) pour le métagranite éclogitique du Mont Muçrone et 117 Ma (métamorphisme) sur une métaquartzite éclogitique du massif de Dora-Maïra permettent de corréliser les âges obtenus avec les conditions P-T du métamorphisme : le système U-Pb du granite n'a pas été modifié par le métamorphisme PH-BT, au contraire l'événement HP-HT a été enregistré par les zircons d'un sédiment.

Mots Clés : Géochimie isotopique, Géochronologie, U-Pb, Sm-Nd, REE, Eclogites, Métamorphisme, Zircon, Alpes, Champtoceaux, Léon.