



HAL
open science

Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons

Catherine Guerrot

► **To cite this version:**

Catherine Guerrot. Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. Géochimie. Université Rennes 1, 1989. Français. NNT: . tel-00653455

HAL Id: tel-00653455

<https://theses.hal.science/tel-00653455>

Submitted on 19 Dec 2011

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

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

C. GUERROT

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-24-6

**archéen et protérozoïque
dans la chaîne
hercynienne ouest européenne**

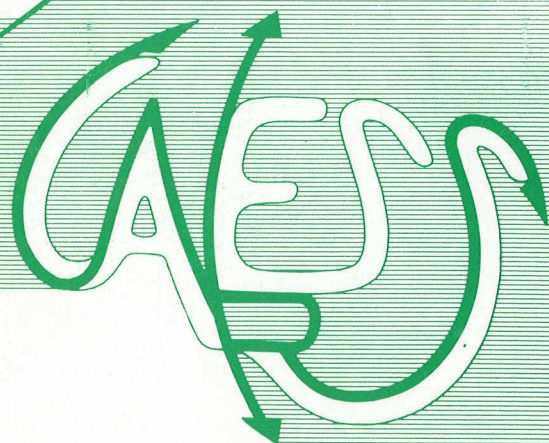
GEOCHIMIE ISOTOPIQUE (Sr-Nd-Pb)
ET
GEOCHRONOLOGIE U-Pb SUR ZIRCONS

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n° 25

Rennes 1989



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

N°25

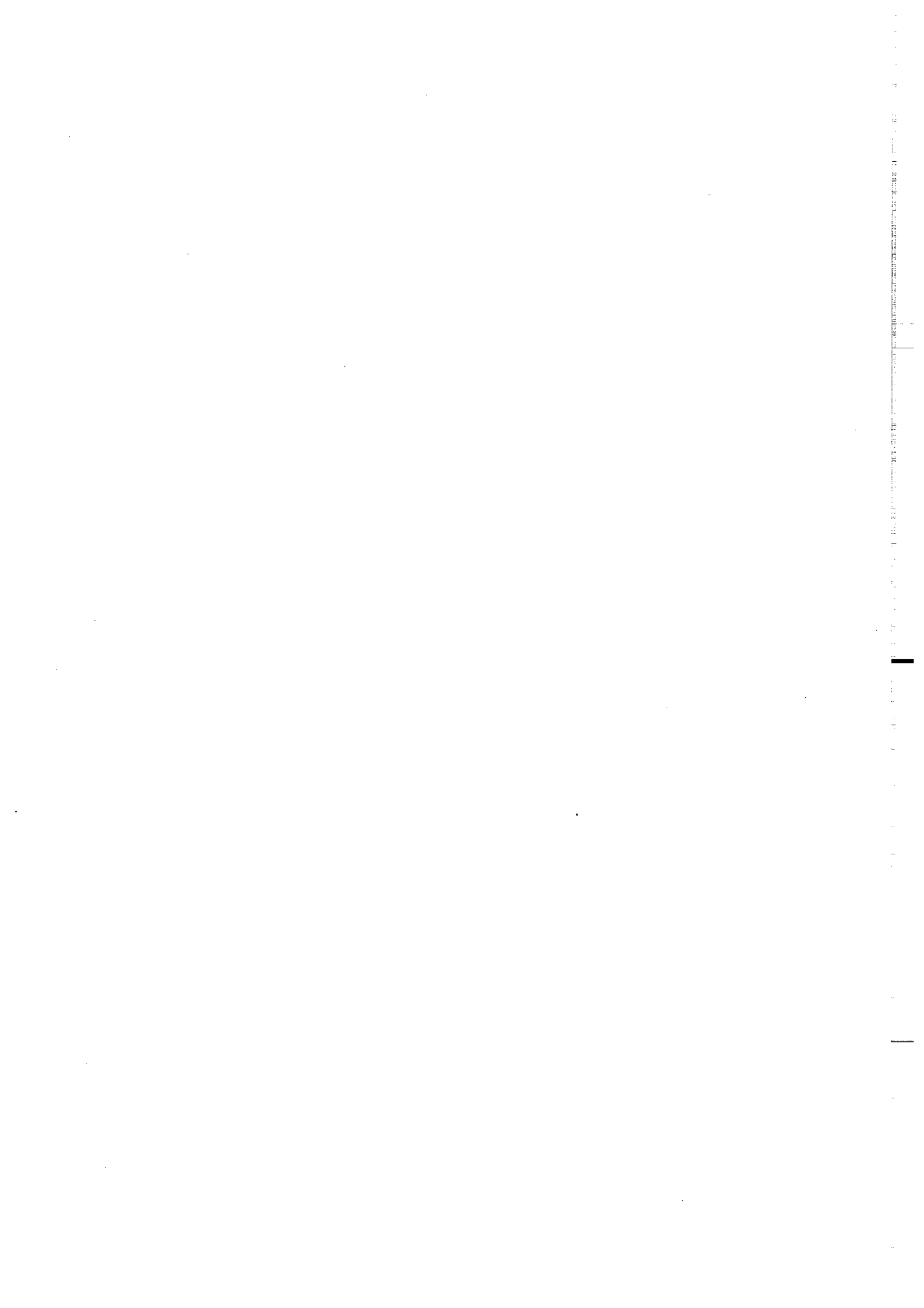
C. GUERROT

**Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne
ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb)
et géochronologie U-Pb sur zircons.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 3 Mars 1989.**

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

1989



ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-24-6

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

LP CNRS n°4661

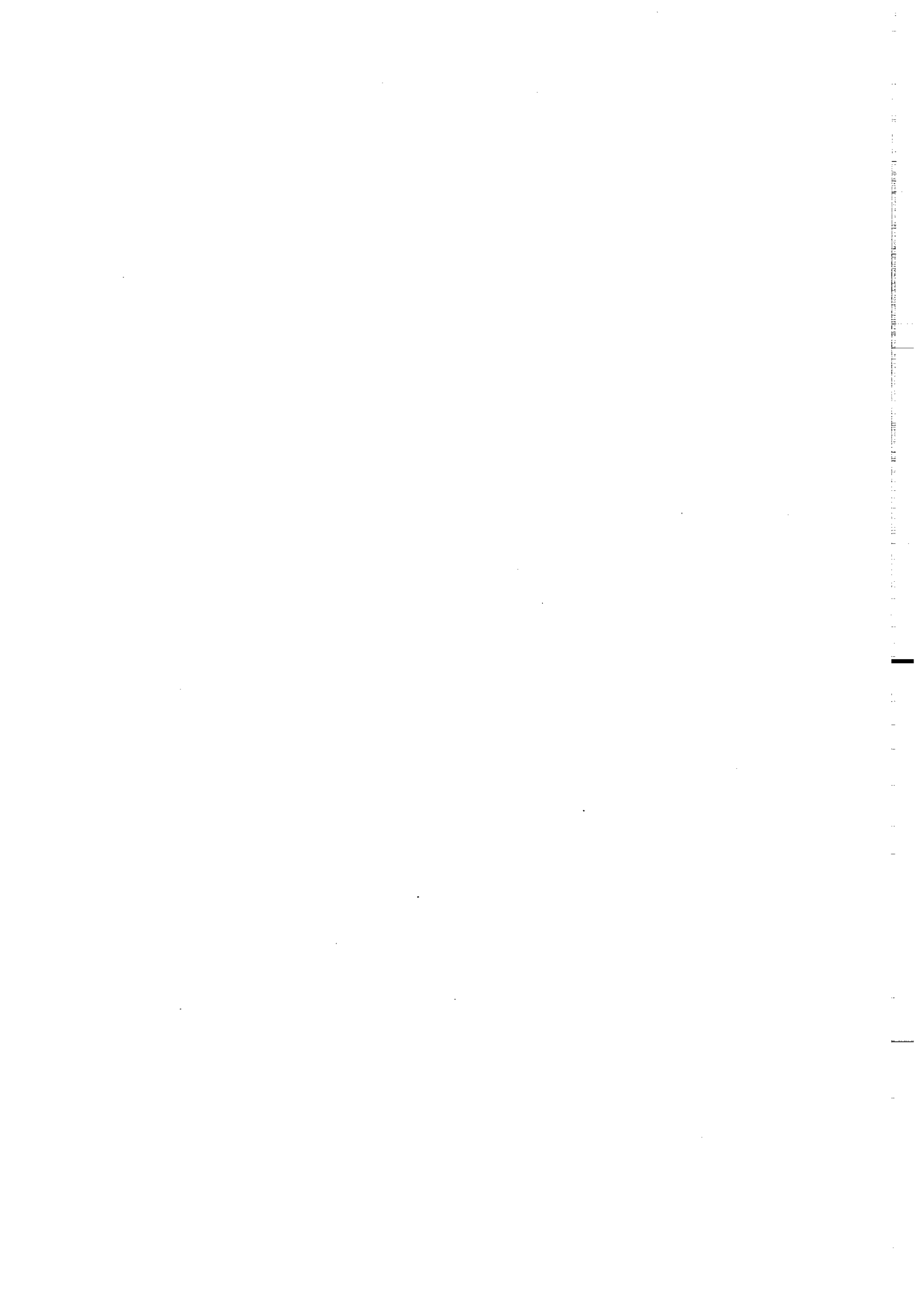
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042 - RENNES Cédex (France)

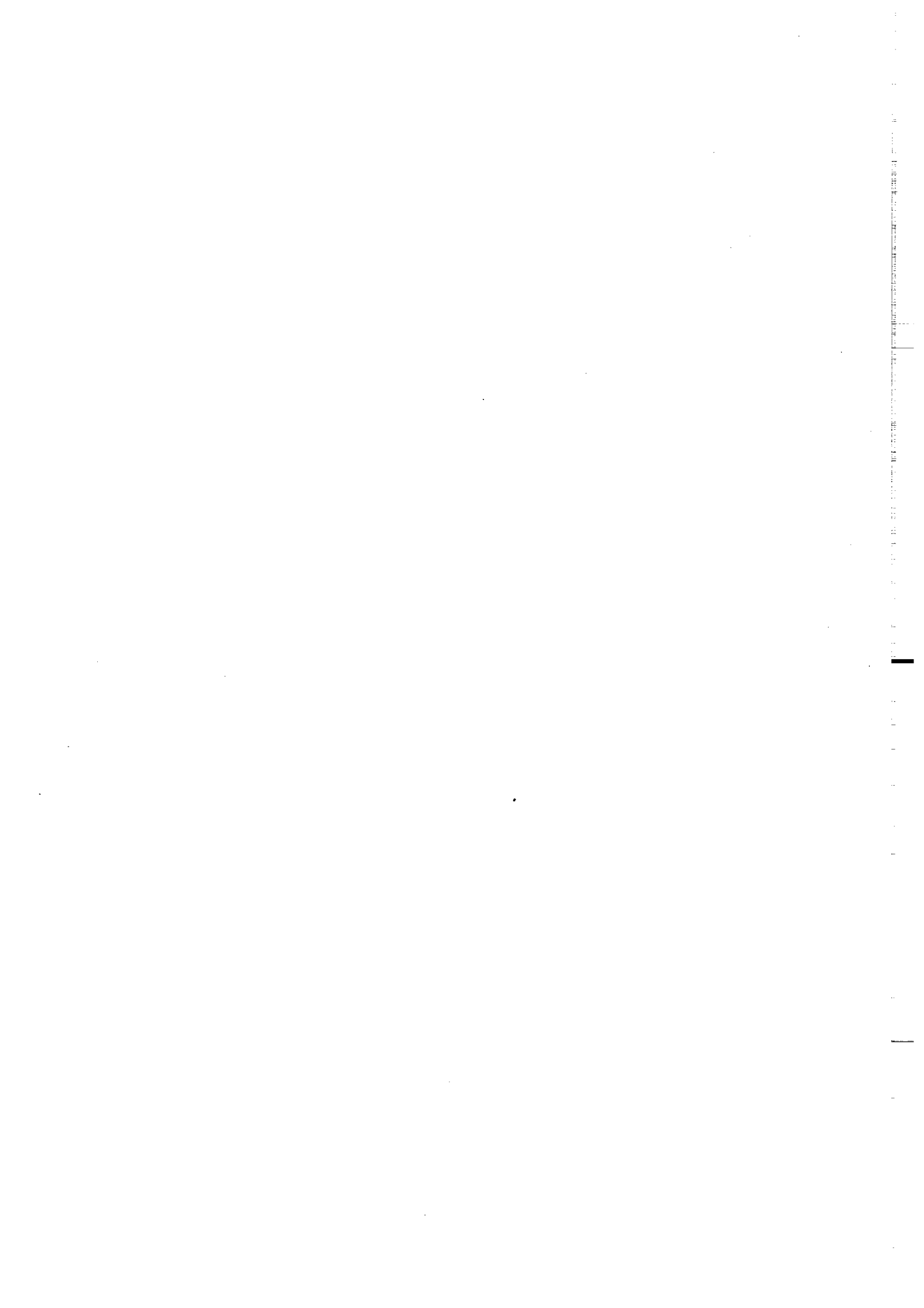
C. GUERROT (1989)

**Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne
ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et
géochronologie U-Pb sur zircons.**

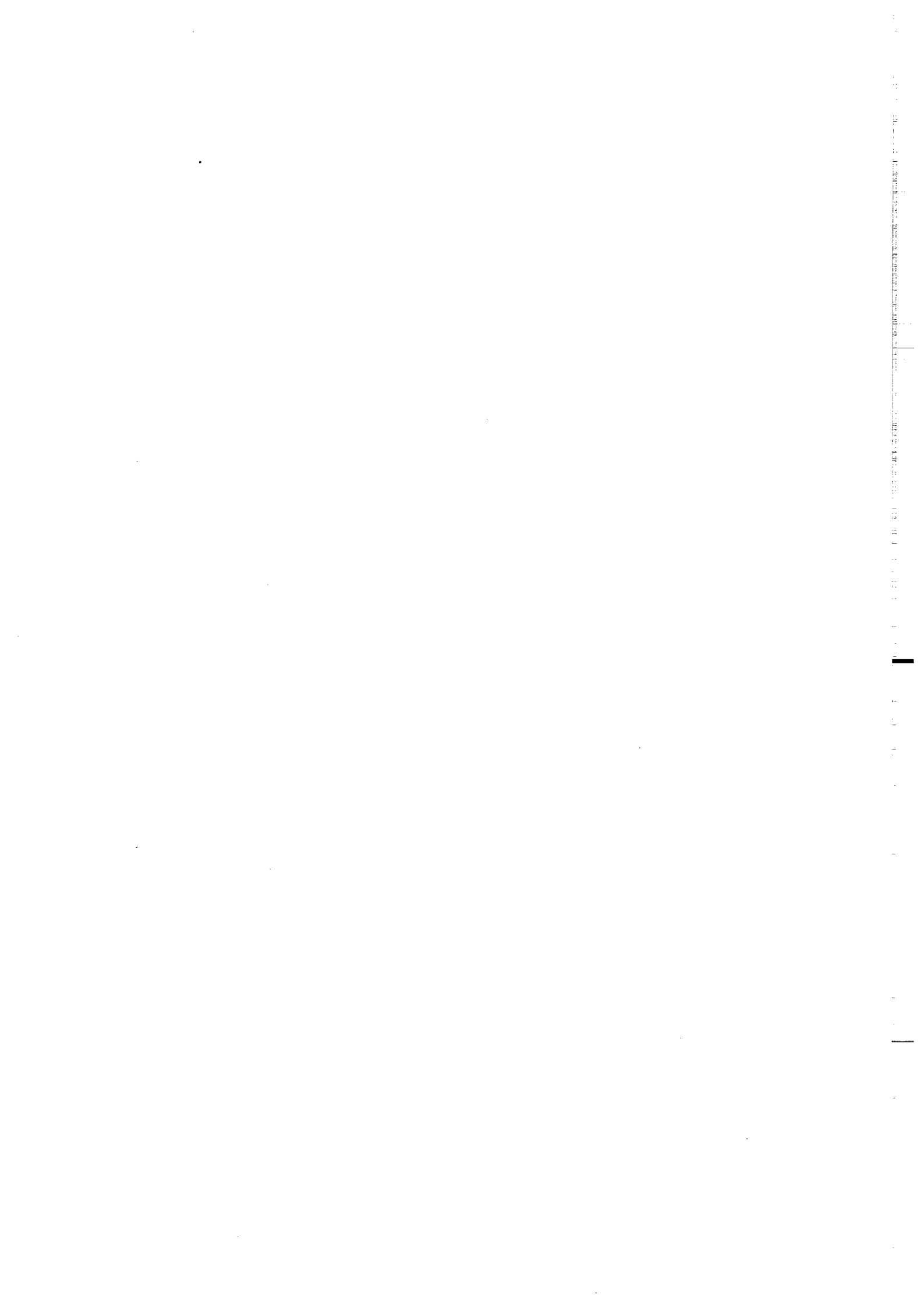
Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 25 ; 180 p.



Que tous ceux qui, par leur soutien scientifique, matériel ou affectif, ont permis l'élaboration et l'aboutissement de ce travail, se trouvent ici remerciés.



ARCHEEN ET PROTEROZOIQUE
DANS LA CHAINE HERCYNIENNE
OUEST EUROPEENNE :
GEOCHIMIE ISOTOPIQUE (Sr-Nd-Pb)
ET GEOCHRONOLOGIE U-Pb SUR ZIRCONS



RESUME

La reconnaissance et l'étude géochronologique et isotopique des terrains anté-paléozoïques inclus dans la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest s'avèrent indispensables si l'on veut connaître leur influence dans la genèse des magmas en zones orogéniques et donc sur la croissance crustale. Pour ce faire, deux objets géologiques ont été étudiés : les granulites immergées du Golfe de Gascogne, et les roches cadomiennes du nord du massif armoricain.

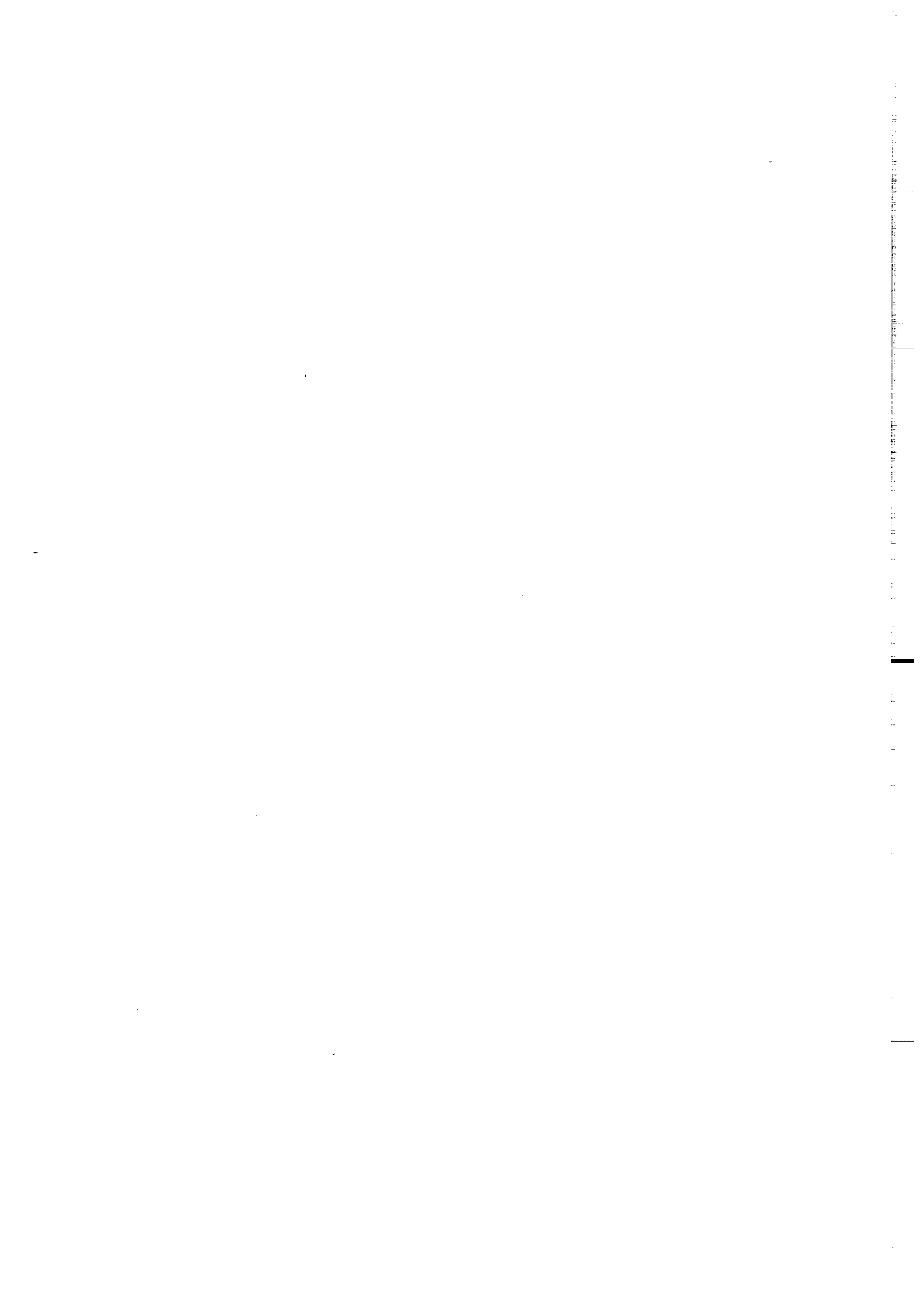
La séquence géochronologique obtenue (2,7 - 2,0 - 0,6 Ga) correspond à celle observée dans le craton Ouest-Africain. Un rapprochement entre cette partie de l'Europe et l'Afrique est donc possible pour les temps précambriens, rapprochement conforté par les données paléomagnétiques.

L'étude des granulites immergées du Golfe de Gascogne a montré pour la première fois la présence dans la chaîne hercynienne de protolithes archéens, mais également de deux métamorphismes anciens de haut-grade (2,76 et 1,8 Ga). La géochimie isotopique (Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb) si elle n'a pas apporté de contraintes chronologiques, témoigne de l'influence des roches archéennes dans la genèse des magmas protérozoïque inférieur.

L'orogène cadomien s'étalant sur 150 Ma (670 à 530 Ma), est engendré par une subduction sous une marge active pouvant avoir commencé dès 660 Ma. Cette subduction entraîne l'ouverture d'un bassin arrière-arc à 600 Ma dont la fermeture et l'obduction vers le sud à 580 Ma entraînent un surépaississement qui favorise une période de fusion crustale datée à 540 Ma. L'événement tectonique majeur à 580 Ma est synchrone d'un changement dans la sédimentation briovérienne et permet d'établir une coupure entre un briovérien inférieur (660-580 Ma) et un briovérien supérieur (580-540 Ma).

Enfin l'étude géochimique des granitoïdes cadomiens montre qu'ils ne sont pas entièrement juvéniles, mais suggère un certain degré de contamination par du matériel ancien. Une modélisation utilisant les caractères géochimiques des granulites du Golfe de Gascogne met en accord les deux systèmes isotopiques (Sr et Nd) étudiés, pour des taux de contamination raisonnables (5 à 30%). Bien que peu importante, cette contamination, ainsi que tous les âges anciens indiqués par les zircons, prouvent le recyclage généralisé de cette croûte ancienne à l'échelle européenne. Les affleurements actuellement recensés ne sont donc pas significatifs de son extension originelle.

Mots-Clés : Géochimie isotopique, Géochronologie U-Pb sur zircons, Archéen, Protérozoïque, faciès granulite, croissance crustale, contamination, chaîne hercynienne ouest-européenne, orogène cadomien.



SOMMAIRE

INTRODUCTION 1

I^{ère} PARTIE : Les granulites immergées du Golfe de Gascogne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons.

I - Introduction et contexte géologique	3
II - Géochronologie U-Pb sur zircons	9
II-1 - Reliques archéennes dans une croûte granulitique d'âge Protérozoïque inférieur	10
II-2 - Géochronologie U-Pb sur zircons de granulites d'origine sédimentaire supposée	14
II-2-1 - Echantillon 2007	14
II-2-2 - Echantillon 2008	16
II-3 - Résultats préliminaires sur monozircons	18
II-4 - Synthèse et discussion des résultats U-Pb sur zircons	21
III - Géochimie isotopique du Nd	22
IV - Géochimie isotopique du Sr	30
V - Pb commun.	37
VI - Données Rb-Sr, Sm-Nd, et Terres Rares sur minéraux	41
VI-1 - Données Rb-Sr	41
VI-2 - Données Sm-Nd.	43
VI-3 - Terres Rares sur minéraux.	44
VII - Comparaison avec d'autres granulites européennes	47
VII-1 - Les roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne	47
VII-2 - Les granulites Lewisiennes	50
VIII - Comparaison avec le craton ouest-africain.	51
IX - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne	53
X - Conclusion à la première partie	

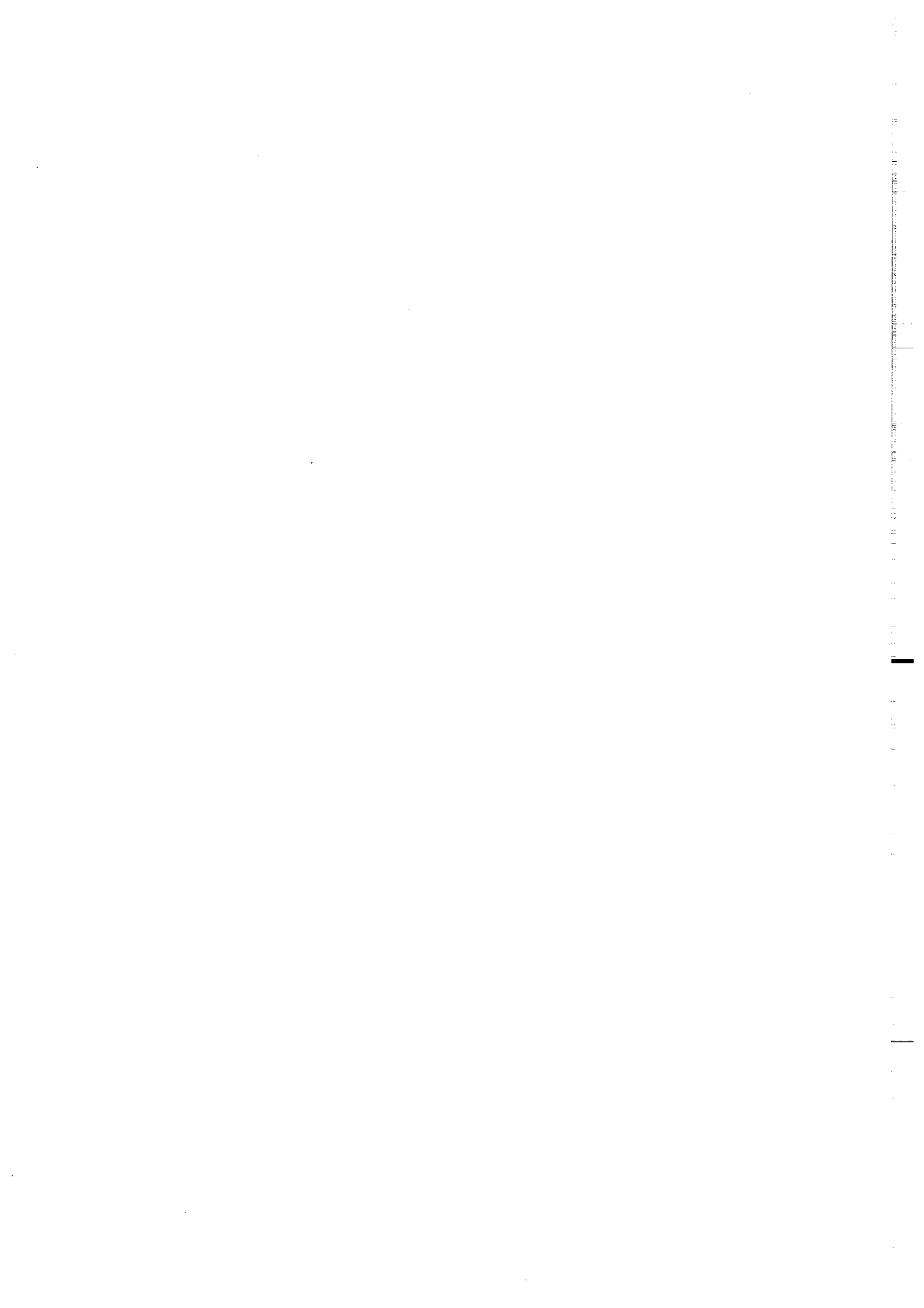
II^{ème} PARTIE : Géochronologie U-Pb sur zircon du cadomien

I- Introduction	55
II - Géochronologie U-Pb de l'orogène cadomien	58
III - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain	93
IV - Conclusion.	97

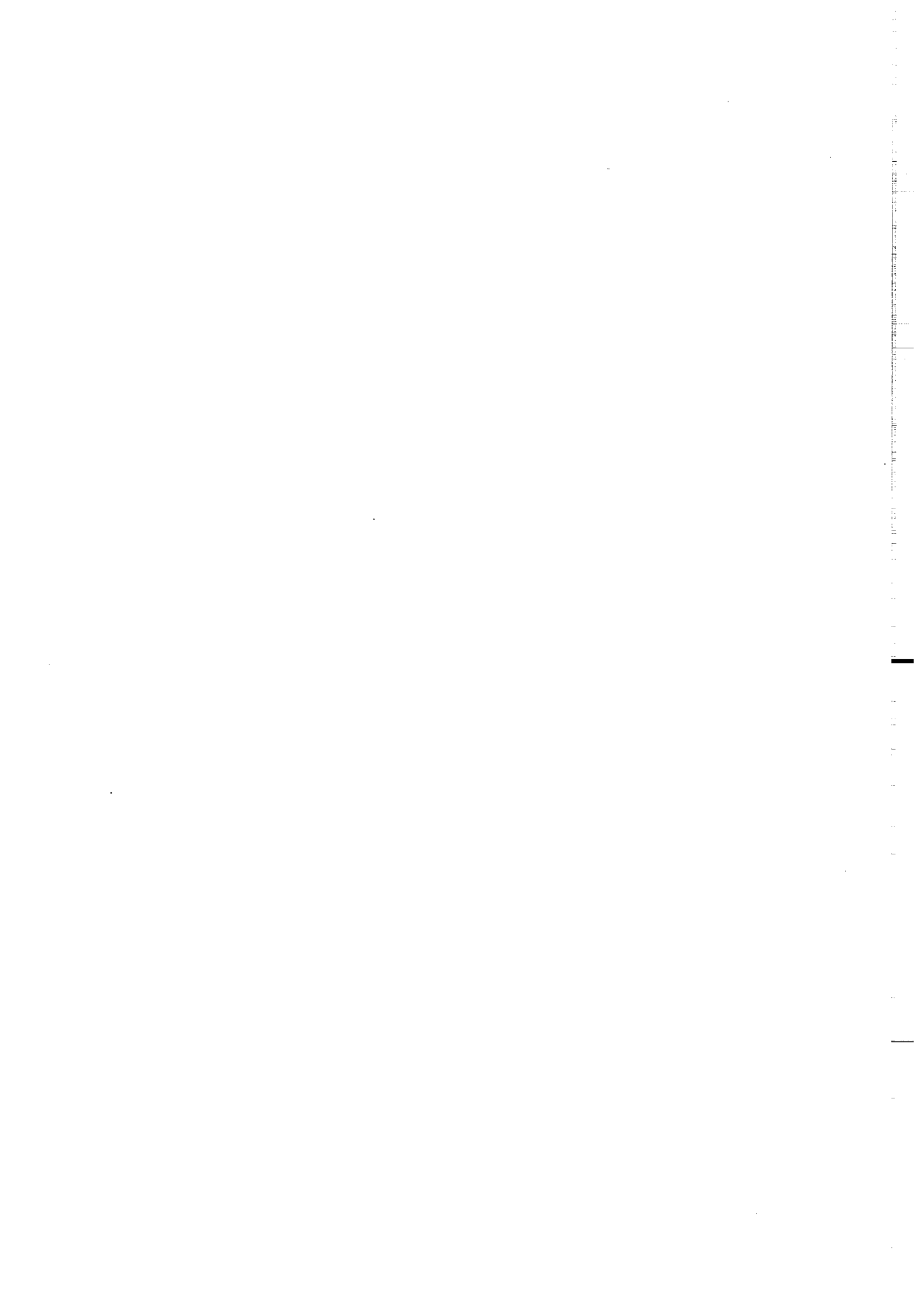
IIIème PARTIE : Géochimie isotopique (Sr-Nd) de quelques granitoïdes cadomiens - contamination crustale

I - Introduction	101
II - Données Sm-Nd et Rb-Sr sur quelques granitoïdes d'âge Cadomien	102
II-1 - Les galets granodioritiques du Poudingue de Cesson	102
II-2 - Le Batholite nord-trégorrois	102
II-2-1 - Contexte géologique	102
II-2-2 - Données Sm-Nd	104
II-2-3 - Données Rb-Sr	106
II -3 - Les massifs dioritiques	107
II-3-1 - Introduction	107
II-3-2 - Données Sm-Nd	108
II-3-3 - Données Rb-Sr	109
II-4 - Le dôme migmatitique de Saint-Malo	110
II-4-1 - Introduction	110
II-4-2 - Données Sm-Nd	111
II-4-3 - Données Rb-Sr	112
II-5 - Le Batholite Mancellien	113
II-5-1 - Introduction	113
II-5-2 - Données Sm-Nd	114
II-5-3 - Données Rb-Sr	114
II-5-4 - Comparaison avec le massif migmatitique de Saint-Malo	116
II-6 - Conclusions	116
II-6-1 - Les granitoïdes de type C	116
II-6-2 - Les granitoïdes de type M	118
III - Contamination par le Protérozoïque inférieur nord-armoricain	119
III-1 - Le Strontium	119
III-1-1 - Modèle I	121
III-1-2 - Modèle II	121
III-2 - Le Néodyme	122
IV - Contamination par de la croûte inférieure ancienne	125
IV-1 - Le Strontium	125
IV-2 - Le Néodyme	126
V - Discussion des résultats	129
VI - Conclusion	130

CONCLUSION GENERALE	133
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	135
ANNEXE 1 : Description pétrographique des échantillons granulitiques	155
ANNEXE 2 : Procédures analytiques	159
PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE	164



INTRODUCTION



INTRODUCTION

Dans la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest, l'existence de terrains anciens est depuis longtemps reconnue, notamment dans le massif armoricain. C'est dans cette région qu'ont été trouvées et datées des reliques d'âge Protérozoïque inférieur. Les données géochronologiques sur la Bretagne nord permettent de dater deux cycles orogéniques anté-cambriens : le cycle cadomien (≈ 600 Ma) et le cycle icartien ou pentévrien (≈ 2000 Ma). Dans le golfe de Gascogne, des âges entre 1460 et 1660 Ma sur micas (Capdevila et Vidal, 1975) laissent également présager de la présence d'une croûte ancienne, au moins d'âge protérozoïque moyen.

La reconnaissance et l'étude géochronologique et géochimique des terrains anté-paléozoïques inclus dans la chaîne hercynienne s'avèrent indispensables afin d'appréhender leur rôle et leur comportement lors d'orogènes ultérieurs. Cela est important si l'on veut connaître leur degré de participation lors de la genèse des magmas en zones orogéniques et donc leur implication sur la croissance crustale.

Les témoins de socle ancien sont peu nombreux en Europe de l'Ouest, mais cependant ils ont laissé de nombreuses empreintes de leur recyclage, des âges protérozoïque à archéen étant fréquemment obtenus sur des zircons de sédiments ou métasédiments d'âges variés.

Il s'est agi dans ce travail de caractériser de façon géochronologique et géochimique des roches d'âge précambrien et d'estimer l'importance de leur participation lors de l'élaboration de la chaîne cadomienne. De plus l'obtention de séquences géochronologiques permettra d'établir des corrélations avec d'autres régions.

Le plan de cet ouvrage est le suivant :

- La première partie consiste en une étude géochronologique (U-Pb sur zircons) et de géochimie isotopique (Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb) de roches de faciès granulite provenant du Golfe de Gascogne. Ces granulites ayant fourni des âges micas protérozoïque moyen, il semblait intéressant de pousser plus en avant leur étude. Elles sont de plus les seules roches anciennes de haut-grade métamorphique en Europe Varisque, et donc les seuls témoins actuellement reconnus d'une croûte inférieure anté-cambrienne.

- La deuxième partie, uniquement géochronologique, concerne l'orogène cadomien. Bien que daté aux alentours de 600 Ma, de nombreuses lacunes géochronologiques existent, laissant des interrogations sur certains points de l'évolution orogénique cadomienne, ainsi que sur l'âge de la sédimentation afférente à

cette période. Pour cela des échantillons "clés" ont été datés par la méthode U-Pb sur zircons, et les différents événements inhérents à cette période sont caractérisés.

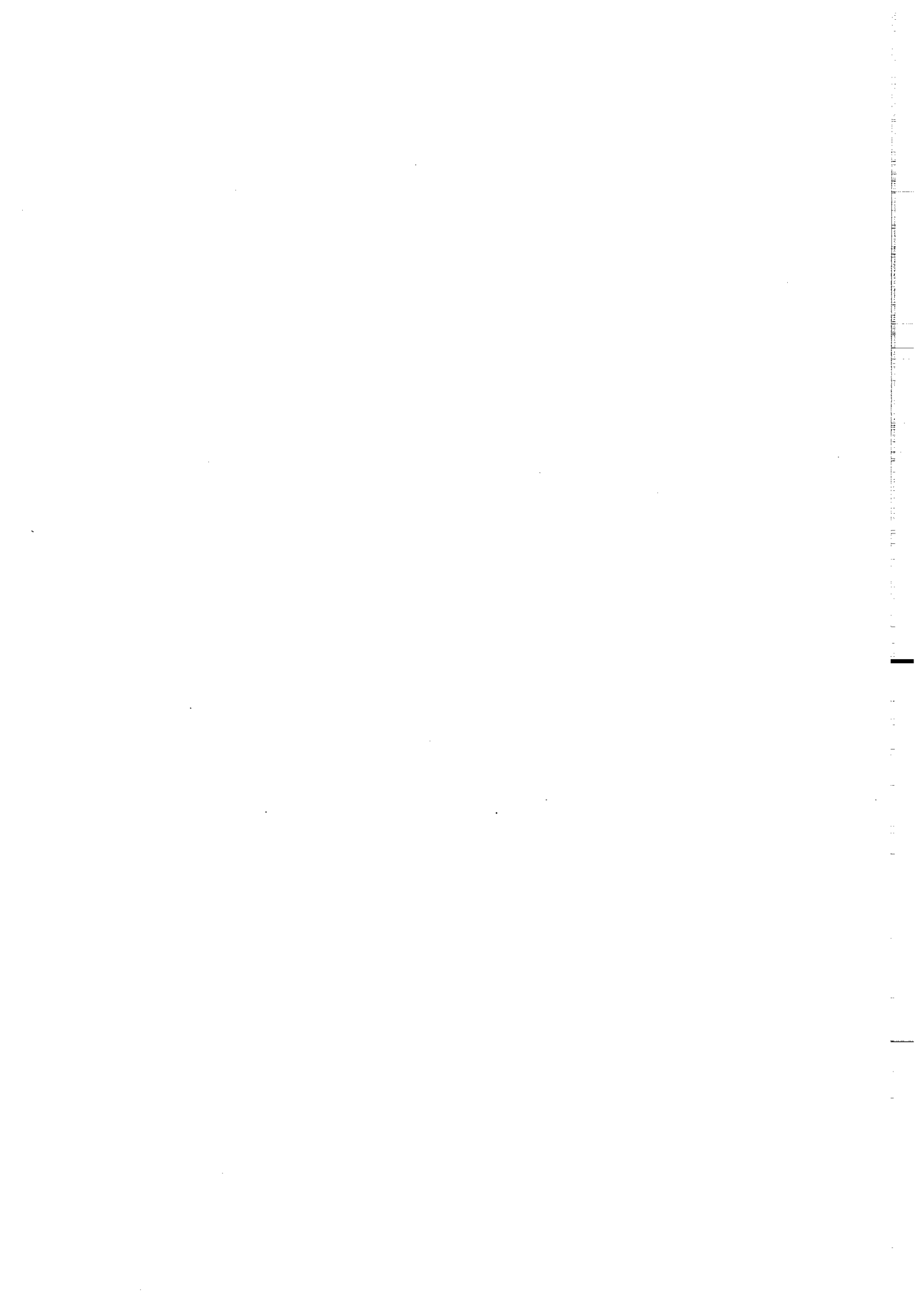
- Enfin, dans la troisième partie, une étude de géochimie isotopique en Nd et Sr a été menée sur des granitoïdes cadomiens afin d'estimer la nature juvénile ou non des magmas d'origine mantellique et de déterminer l'influence d'un socle ancien lors de l'édification de la chaîne cadomienne. Les deux parties précédentes sont ici réunies puisque les caractères isotopiques des granulites du Golfe de Gascogne sont utilisés pour des modèles de contamination, et que la connaissance de l'âge de mise en place des magmas cadomiens est indispensable à toute modélisation de la sorte.

Chacune de ces trois parties a sa conclusion propre. Une conclusion générale résumera tous les résultats acquis.

I^{ère} PARTIE

Les granulites immergées du
Golfe de Gascogne.

Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb)
et Géochronologie U-Pb sur
zircons.



I - Introduction et contexte géologique

Plusieurs campagnes de dragages, carottages et de prélèvements directs par submersible, effectuées depuis 1970 sur la marge continentale nord-espagnole (Fig. 1), ont permis de récolter un millier d'échantillons de socle anté-mésozoïque. Parmi les échantillons provenant du Banc le Danois et du promontoire Ortegal se trouvent des roches métamorphisées dans le faciès granulite (Boillot et al., 1973 ; Capdevila et al., 1974 ; Le Prêtre, 1974). En 1979, une campagne de plongées à bord du submersible

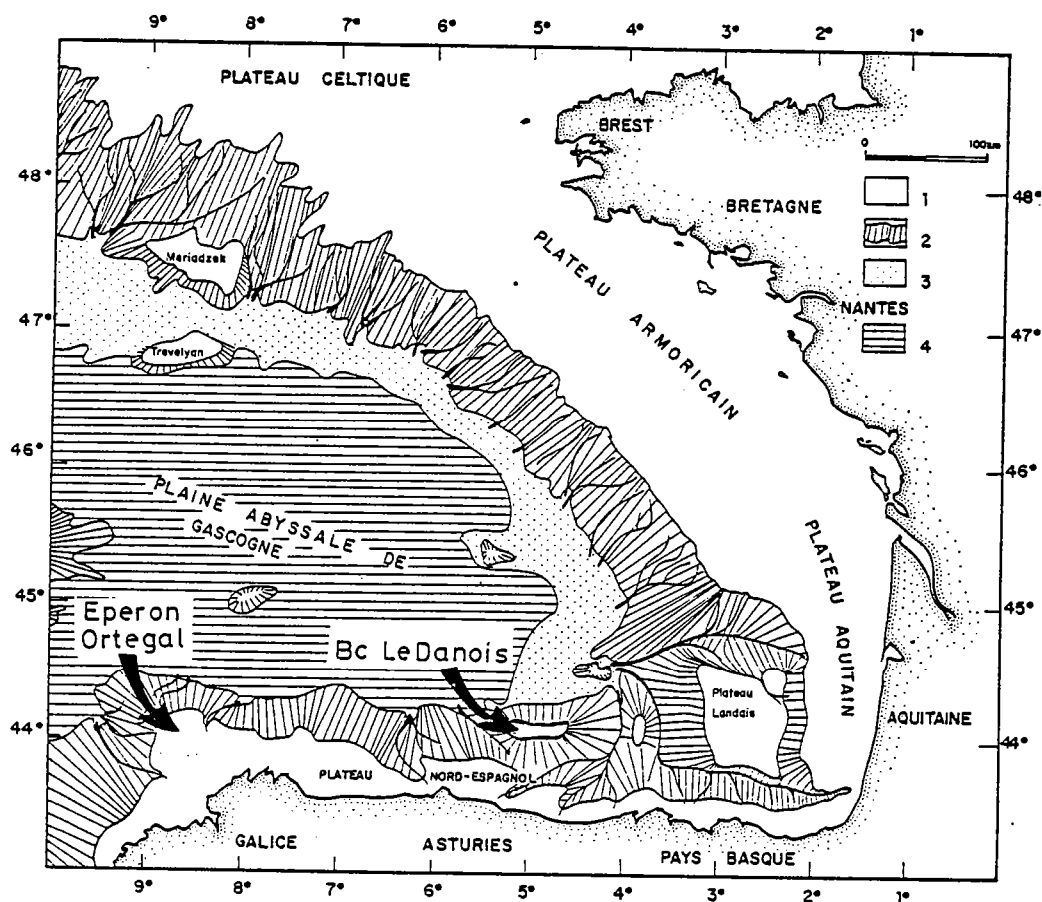


Fig. 1 : Schéma morphologique du Golfe de Gascogne (d'après Boillot, 1984a).
1 : plate-forme continentale ; 2 : pente continentale, entamée par des canyons sous-marins ; 3 : glacis ; 4 : plaine abyssale.

Cyana (Campagne Cyadanois) sur la pente nord du Banc le Danois a montré que les roches de faciès granulite sont issues d'un conglomérat d'âge Crétacé inférieur (Malod, Boillot et al., 1980b ; Malod et al., 1980a ; Capdevila et al., 1980). Le socle granulitique n'a donc pas été trouvé "en place" au Banc le Danois, bien que l'origine de ces galets soit considérée comme relativement proche (Malod, Boillot et al., 1980b ; Malod et al., 1980a ; Capdevila et al., 1980). En 1982, une seconde campagne de plongées (Campagne Cybère) sur le promontoire Ortegal a découvert le socle granulitique en place (Groupe Cybère, 1984 ; Boillot et al., 1985) (Fig. 2). La présence de ces roches de faciès granulite à l'affleurement peut s'expliquer par l'amincissement de la croûte continentale lors de l'écartement entre l'Europe et l'Ibérie (Boillot, 1984a et b), provoquant ainsi la remontée vers la surface de la croûte continentale inférieure. A

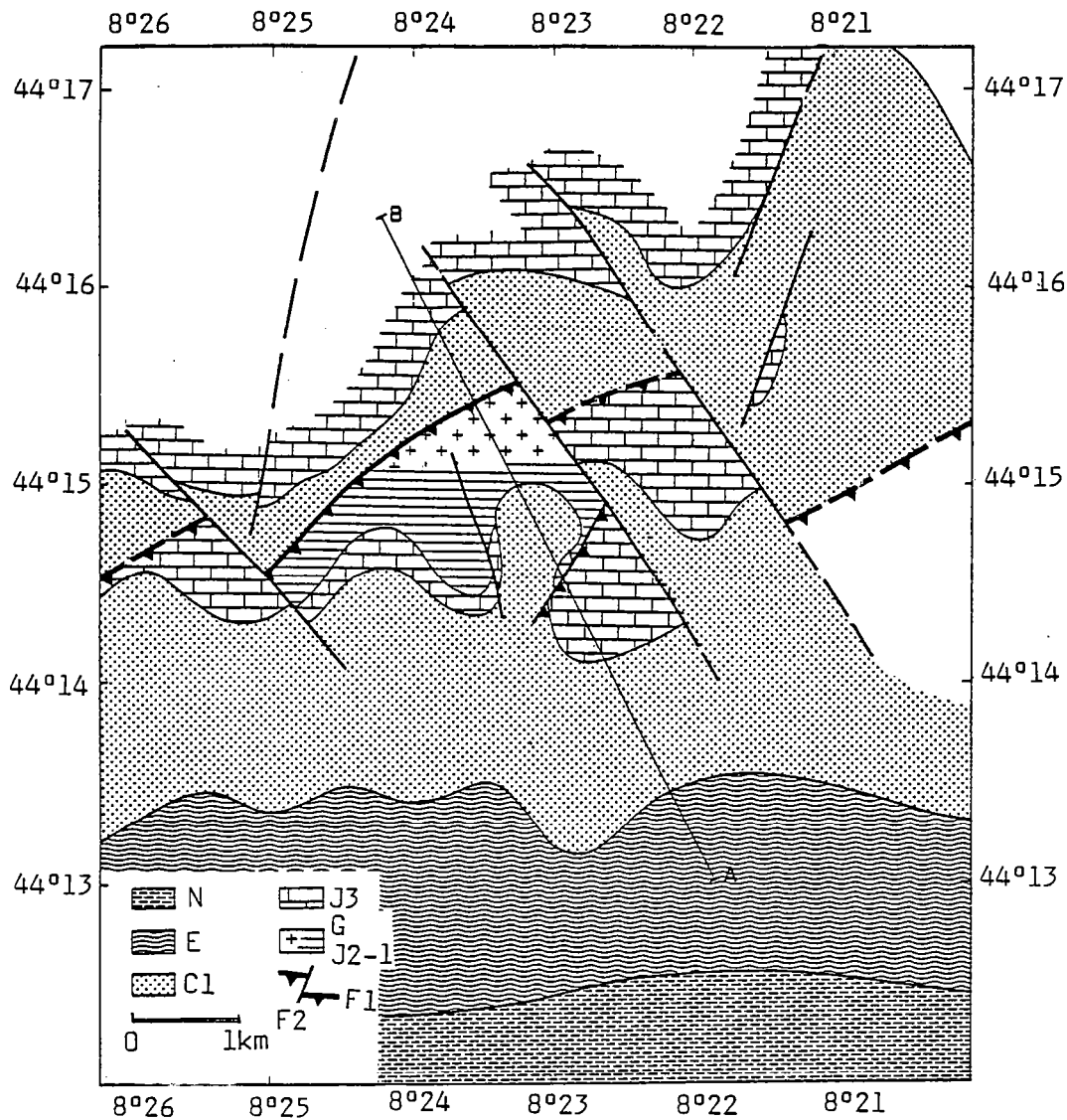


Fig. 2 : Schéma cartographique du site 2, campagne Cybère 1982, éperon Ortegai (d'après Boillot et al., 1985).

G = socle, ici constitué de métamorphites de faciès granulite ; J2-1 : Jurassique moyen ; J3 : Jurassique supérieur-terminal ; C1 : Crétacé inférieur ; E : Eocène supérieur discordant ; N : Néogène. A-B : emplacement de la coupe représentée sur la Fig. 3. F1 : faille inverse probable ; F2 : décrochement probable.

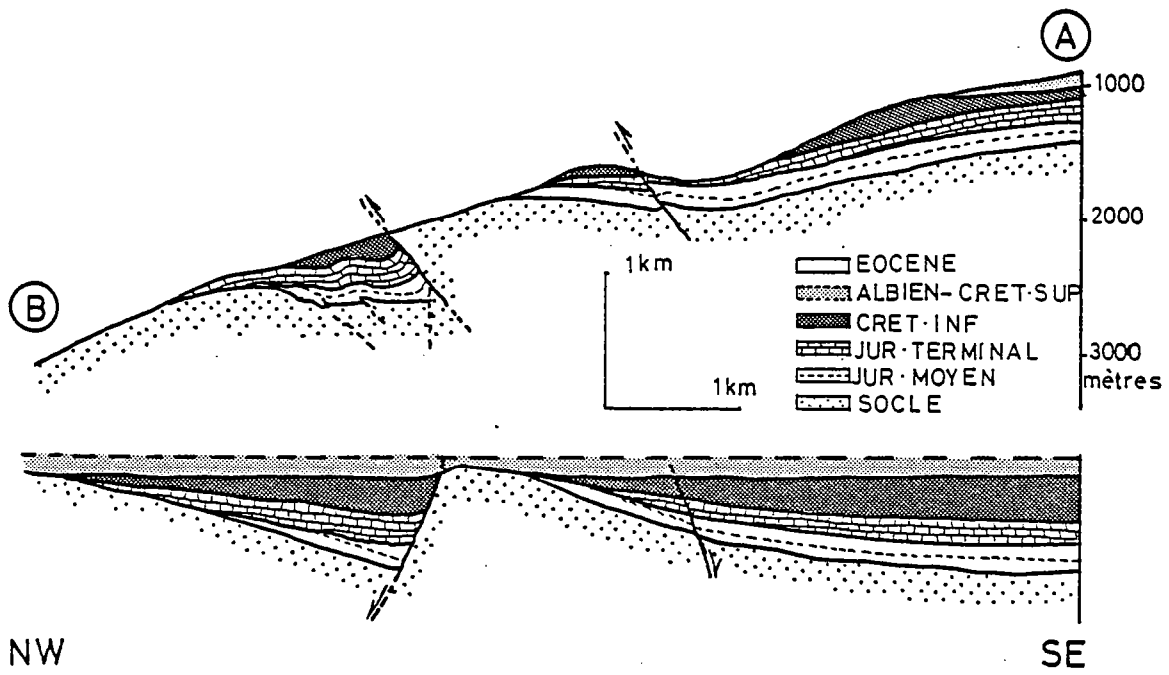


Fig. 3 : Coupe géologique interprétative traversant le site 2 (d'après Boillot et al., 1985).

En haut : état actuel ; en bas : état supposé au Crétacé supérieur.

l'Eocène, la convergence entre l'Ibérie et l'Europe entraîne le raccourcissement et l'épaississement de la marge nord-espagnole (Boillot, 1984a et b), ce qui aboutit à la présence de ces roches sur les hauts fonds (Boillot et al., 1979) (Fig. 3).

Des roches de faciès granulite ont également été prélevées par dragages sur la marge continentale sud-armoricaine dans le secteur de l'éperon de Goban (Fig. 4) (Didier et al., 1977 ; Guennoc, 1978). Le fait que ces roches aient été recueillies à 4000m de profondeur du côté armoricain et sur des hauts fonds du côté espagnol s'explique par l'absence, sur la marge armoricaine, de la phase tectonique tertiaire compressive qui caractérise les zones pyrénéennes (Boillot et al., 1973 ; Didier et al., 1977).

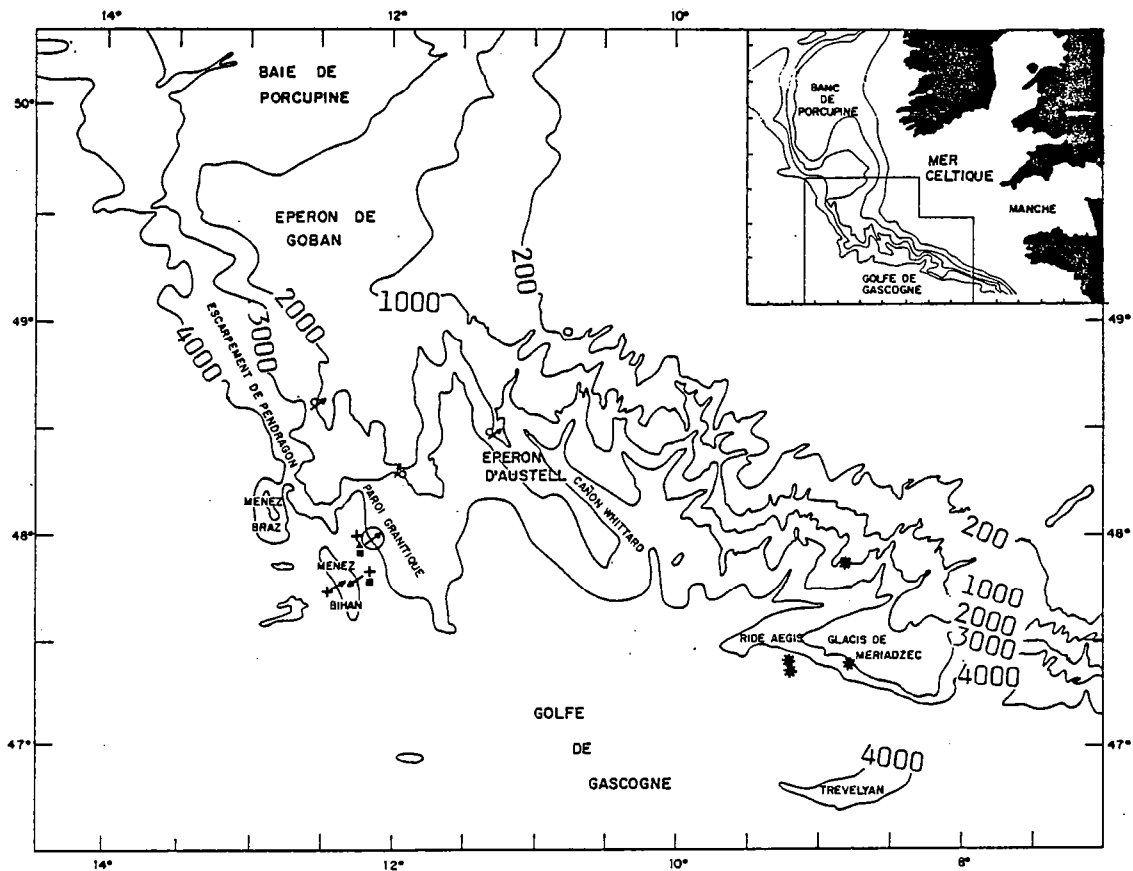


Fig. 4 : La marge sud-armoricaine (d'après Didier et al. 1977).
 → : dragages ; ⊗ : zone étudiée avec système acoustique ; + : granodiorite ; ▲ : granulite ; ■ : charnockite ; ○ : roches sédimentaires ; * : forages I.P.O.D., site du leg 48a.

Enfin d'autres échantillons ont été dragués au niveau de la Montagne de Vigo sur la marge continentale nord-portugaise (Fig. 5) (Dupeuble et al. 1976).

Une étude géochronologique en Rb-Sr n'a pas permis l'obtention d'un âge précis (Capdevila et Vidal, 1975 ; Postaire, 1984). Les points représentatifs des échantillons se situent entre deux isochrones de référence à 1400 Ma et 3400 Ma et suggèrent un âge ancien pour ces roches. Des âges Rb-Sr sur biotites et phlogopites se situent entre 1460 Ma et 1660 Ma et confirment donc l'âge précambrien de ces granulites (Postaire, 1984).

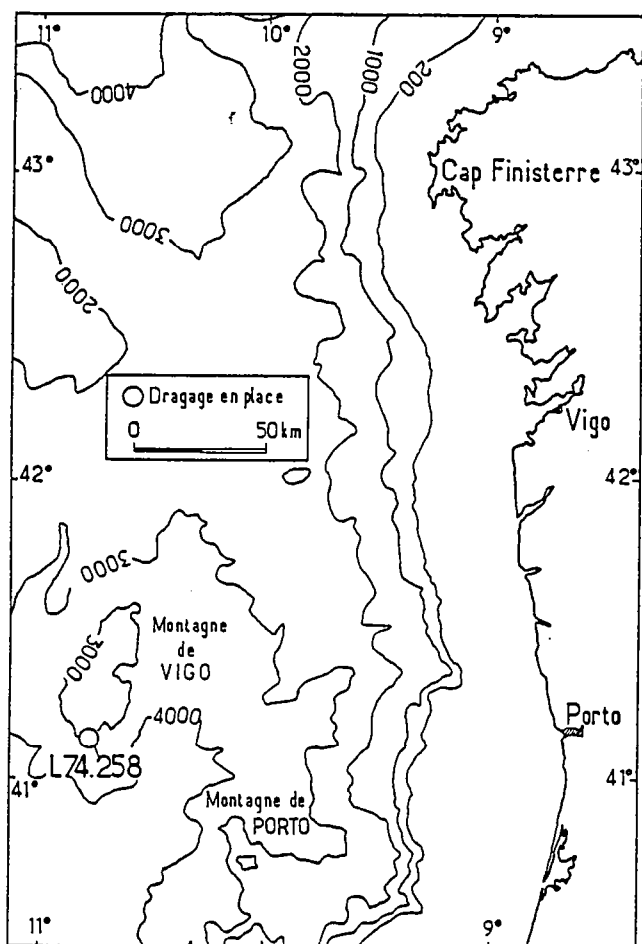


Fig. 5 : La montagne de Vigo, marge ouest-ibérique. Localisation du dragage ayant fourni l'échantillon de faciès granulite.

Ce socle granulitique constitue avec les noyaux de socle Icartien nord-armoricain (≈ 2000 Ma) (Calvez et Vidal, 1978 ; Vidal, 1980 ; Piton, 1985) les terrains les plus anciens connus dans la chaîne hercynienne. C'est pourquoi une étude de géochimie isotopique et de géochronologie a été entreprise sur ces roches de haut-grade métamorphique afin de préciser leur âge et d'appréhender leur rôle possible dans la genèse de la croûte continentale européenne.

Vingt-quatre échantillons ont été étudiés dont un provenant de la montagne de Vigo (Fig. 5) et deux de l'éperon de Goban (Fig. 4). Les autres échantillons correspondent à des dragages et plongées sur le Banc le Danois et le promontoire Ortegal, et leur localisation est indiquée sur la figure 6. Dans le tableau I sont reportés les numéros des échantillons, leur mode de prélèvement et les numéros d'analyse utilisés par la suite.

Les conditions pression-température du métamorphisme de faciès granulite sont estimées aux alentours de $700-800^{\circ}\text{C}$ et $8-10$ Kbar (Groupe Cybère, 1984). Un événement tectono-métamorphique correspondant à la reprise Varisque des granulites dans le faciès amphibolite ou schiste vert est observé dans certains échantillons (Groupe Cybère, 1984). Enfin, un dernier événement, se traduisant par des

N° Analyse	N° Echantillons	Mode de prélèvement
BANC LE DANOIS		
2000	W 389-1	Dragage douteux
2003	X 367-1c	Dragage douteux
2004	X 343-5ac	Dragage douteux
2005	X 356-1'	Dragage douteux
2006	W 380-1	Dragage douteux
2007	W 380-4	Dragage douteux
2008	w 380-11	Dragage douteux
2142	X 343-5b	Dragage douteux
2143	W 404-b	Dragage douteux
2144	W 380-16c	Dragage douteux
4932	CY 79/3E5	Plongée : galet dans un conglomérat Crétacé
PROMONTOIRE ORTEGAL		
2001	U 851 a'	Dragage douteux
2002	U 851 k'	Dragage douteux
3559	H 76 DR 59J	Dragage douteux
3560	H 76 DR 59O	Dragage douteux
3561	H 76 DR 59P	Dragage douteux
3562	H 76 DR 59L	Dragage douteux
9181	C 82 DR 03S1	Dragage en place
9182	C 82 78 E5	Plongée en place
9183	C 82 DR 12S1	Dragage en place
9184	C 82 DR 09 3D	Dragage en place
MONTAGNE DE VIGO		
2294	L 74 DR 258-1	Dragage en place
EPERON DE GOBAN		
4605	CH 67 DR 12 B18	Dragage non en place
4607	CH 67 DR 07 B1	Dragage non en place

Tableau 1 : Numéros et mode de prélèvements des échantillons étudiés. Dragage douteux : peut-être en place.

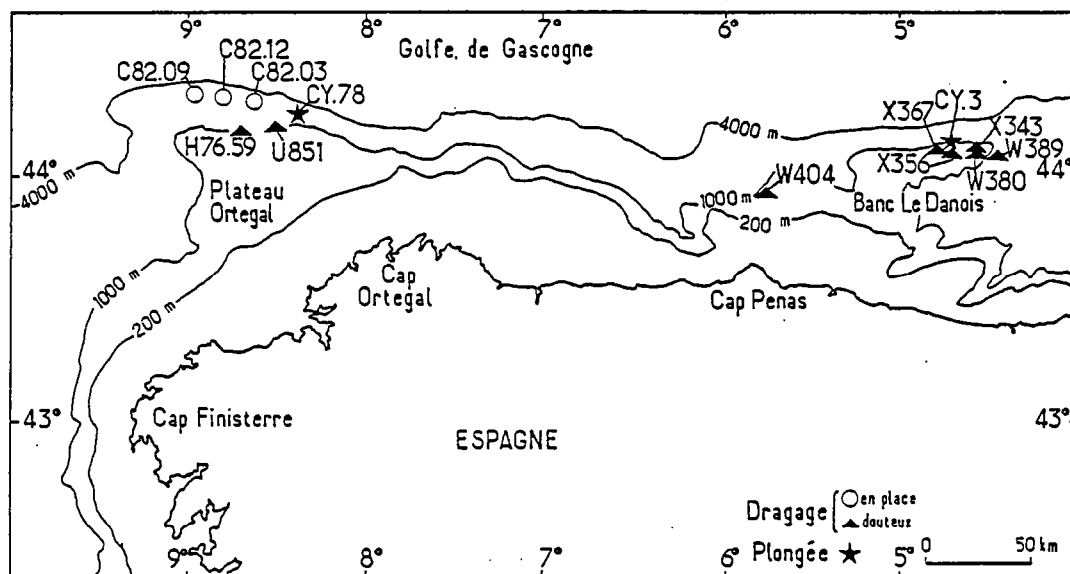


Fig. 6 : La marge continentale nord-espagnole. Localisation des dragages et des plongées.

petites cassures où se développent de la riebeckite ainsi que d'autres minéraux de basse température (carbonates, fluorine..), est considéré comme post-varisque et anté-pyrénéen, plutôt en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne. La température de cristallisation de cette dernière association est estimée provisoirement à 100-150°C (Groupe Cybère, 1984).

II - Géochronologie U-Pb sur zircons

II-1 - Reliques archéennes dans une croûte granulitique d'âge Protérozoïque inférieur

Archean protoliths within Lower Proterozoic granulitic crust of the West European Hercynian belt : Possible relics of the West African craton.

C. Guerrot, J.J. Peucat, R. Capdevila and L. Dosso.

Geology, v. 17, p. 241-244, March 1989.

Archean protoliths within Early Proterozoic granulitic crust of the west European Hercynian belt: Possible relics of the west African craton

C. Guerrot, J. J. Peucat, R. Capdevila

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Centre National de la Recherche Scientifique
Université de Rennes, Institut de Géologie, 35042 Rennes Cedex, France

L. Dosso

Groupe d'Intérêt Scientifique, Océanologie et Géodynamique
29273 Brest, France

**Publié avec l'aimable autorisation de la
"Geological Society of America".**

ABSTRACT

Granulites from the Bay of Biscay area have been studied by using U-Pb and Sm-Nd methods. Results on four granulites suggest two major events of crustal growth and high-grade metamorphism. The first is Archean (2.7 Ga), and the second is Early Proterozoic (1.9 Ga). In the Hercynian belt, the oldest basement remnants known so far are about 2.0 Ga and are located in the northern Armorican massif. The 2.7 Ga orthogneiss protolith age from the Bay of Biscay is the first direct evidence of Archean crust involved in the Hercynian belt. Major events at 2.7, 1.8, and 0.6 Ga in the Hercynian belt suggest that European Precambrian microplate(s) were part of the west African craton, where the same sequence of events is observed.

INTRODUCTION

Diving surveys with the *Cyana* submersible, as well as several dredge hauls, have shown the existence of granulite facies rocks on both sides of the Bay of Biscay; i.e., on the Le Danois Bank, on the Ortegal Plateau, and on the Goban Spur (Capdevila et al., 1974; Didier et al., 1977; Guennoc, 1978; Malod et al., 1980b; Groupe Cybère, 1984) (Fig. 1). Previous Rb-Sr data on biotites and phlogopites indicate a Precambrian age of ca. 1500 Ma for these rocks (Postaire, 1984), whereas all other granulites involved in the west European Hercynian belt are thought to be Paleozoic (Pin and Vielzeuf, 1983; Postaire, 1984). This is the second example of ancient Precambrian rocks recognized in the European Hercynian belt, the first one (ca. 2000 Ma) being located in the northern Armorican massif within the Cadomian belt (ca. 600 Ma) (Calvez and Vidal, 1978; Vidal, 1980).

The purpose of this paper is to define the protolith ages of the granulite facies rocks in the

Bay of Biscay area and date the high-grade event by using U-Pb and Sm-Nd methods.

GEOLOGIC SETTING AND DESCRIPTION

Granulite facies lithologies have been found, for the most part, in dredge hauls and as pebbles in a Cretaceous conglomerate on the Le Danois Bank by diving surveys (Malod et al., 1980a, 1980b; Capdevila et al., 1980). These rocks possibly occur in outcrop on the Goban Spur (Guennoc, 1978) and also in situ on the Ortegal Plateau (Groupe Cybère, 1984) (Fig. 1).

The studied rocks appear as a classic granulite basement containing a suite of basic charnockites of tholeiitic composition associated with cumulate rocks (pyroxenes, anorthosites). In addition, there is a suite of acidic charnockites corresponding to calc-alkalic granitoids, a metasedimentary suite, and a group of acidic granulites of unspecified origin (Capdevila and Vidal, 1975). Pressure-temperature conditions, esti-

mated from mineral assemblages, are between 8 and 10 kbar at 700 to 800 °C (Groupe Cybère, 1984).

U-Pb DATA

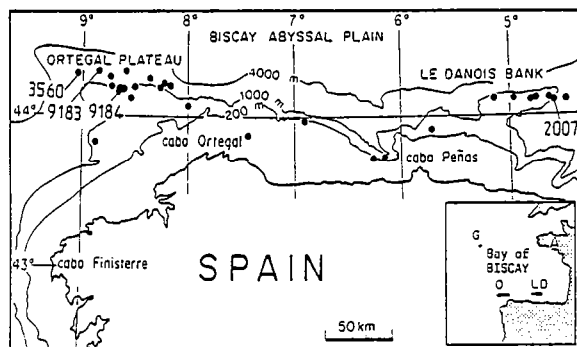
Three dredge-haul samples from the Ortegal Plateau have been studied by using the U-Pb method on zircons. Regression calculation follows the method of York (1969) modified by Charlot (unpub.).

The first sample is a metagneous basic granulite (9183). Zircons are pink, clear, and slightly elongated. Cores are not apparent under the microscope. The five analytical points define a discordia line (mean standard weighted deviate [MSWD] = 0.33) with an upper intercept at 2733 ± 1 Ma. Due to the low degree of discordancy of the zircons (less than 3%), the lower intercept is poorly defined. For this reason, we have taken into account the mean of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, which is 2734 ± 2 Ma (Table 1; Fig. 2a).

The second sample (3560) is an acidic granulite of indeterminate origin. Most of the zircons are pink and translucent, but some crystals are brown to black and metamict. They have subrounded or ovoid shapes and many small crystal facets. Some zircons show complex associations evoking synneis structures. The five fractions analyzed (Table 1) define a discordia line (MSWD = 0.12) with an upper intercept at $2761 +24/-17$ Ma and a lower intercept at $763 +240/-243$ Ma (Fig. 2b); the latter may be of Cadomian affinity.

The third U-Pb zircon age is from a metagneous acid granulite (9184, Table 1).

Figure 1. Location map for Bay of Biscay granulites. Dots indicate granulites collected by *Cyana* or dredged. G = Goban Spur; O = Ortegal Plateau; LD = Le Danois Bank; A = Armorican massif. Samples: 9183—metagneous basic granulite; 3560—acidic granulite of indeterminate origin; 9184—metagneous acidic granulite; 2007—metasedimentary granulite.



Zircons are elongated, brown, and fractured. The data points define a discordia line (MSWD = 0.14) with an upper intercept at 1869 +36/-7 Ma and a poorly defined lower intercept at 874 +622/-598 Ma. For the same reason of low degree of discordancy (less than 2%), we have taken the mean ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age, which is 1860 ±4 Ma (Fig. 2c).

The monazite from a metasedimentary granulite dredged on the Le Danois Bank (2007) gives a ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of 1865 +23/-25 Ma (Table

1) (the quoted errors for this age are calculated by using the measured errors for the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio, which is low because of the small quantity of material and the difficulties for chemical dissolution).

U-Pb zircon data show two age groups. The older date, ca. 2.73-2.76 Ga, could represent the age of the granulite orthogneiss protoliths. This applies to the basic granulite (9183), and possibly sample 3560 as well, if both are considered to be of magmatic origin. However,

metasedimentary granulites may have contained even older detrital zircons that were reset during an Archean high-grade event. Monazites record high-temperature cooling ages (600 °C or more; Koppel and Grunfelder, 1975; Gebauer and Grunfelder, 1979); therefore, under the conditions of the granulite facies metamorphism (700-800 °C), the 1.86 Ga age is interpreted as representing cooling from the granulite metamorphic peak. This implies that the 1.86 Ga date on the acid granulite (9184) could be either

TABLE 1. U-Pb ANALYTICAL DATA

Sample fractions (µm)	U (ppm)	Pb ^{rad.} (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb measured	Calculated isotopic ratios			Apparent age (Ma)		
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
9183 meta-igneous basic granulite : pg, opx, cpx, ilm, gt*, hb*, bi*									
149 - 177	49.3	32.3	10 198	0.52197	13.600	0.18896	2708	2722	2733
120 - 149	50.4	32.7	1132	0.51899	13.537	0.18915	2695	2718	2735
105 - 120	53.9	35.2	9043	0.52445	13.665	0.18896	2718	2727	2733
80 - 100	55.3	35.6	18 569	0.52168	13.599	0.18904	2706	2722	2734
69 - 74	61.1	38.6	2272	0.51522	13.439	0.18917	2679	2711	2735
3560 indeterminate acid granulite : pg, ksp, cd, bi									
>149	575	292	3449	0.47659	12.292	0.18705	2512	2627	2717
120 - 149	461	232	3298	0.46934	12.074	0.18656	2481	2610	2712
100 - 105	412	212	3327	0.48001	12.434	0.18786	2527	2638	2724
69 - 74	450	228	3146	0.47442	12.238	0.18708	2503	2623	2717
>149 brown	680	340	3410	0.47096	12.158	0.18722	2488	2617	2718
9184 meta-igneous acid granulite : pg, ksp, opx, gt, cpx, hb, qtz									
>149	456	156	21 399	0.33105	5.207	0.11408	1843	1854	1865
120 - 149	495	171	34 547	0.33215	5.212	0.11380	1849	1855	1861
100 - 105	471	163	24 429	0.33140	5.188	0.11353	1845	1851	1857
74 - 80	524	180	20 967	0.32866	5.146	0.11355	1832	1844	1857
69 - 74	484	167	32 280	0.33045	5.178	0.11364	1841	1849	1858
2007 monazite from meta-sedimentary granulite : msp, qtz, gt, bi									
	n.d.	n.d.	76 ± 0.5			0.11402			1865 ⁺ 23 - 25

Note : $\lambda^{238}U = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $\lambda^{235}U = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Analytical errors are 0,2 % for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb and 2 % for U/Pb. Analytical procedure from Peucat et al. (1981).
 pg = plagioclase; opx = orthopyroxene; cpx = clinopyroxene; ilm = ilmenite; gt = garnet; hb = hornblende; bi = biotite; ksp = K feldspar; cd = cordierite; msp = mesoperthite; qtz = quartz; n.d. = not determined.
 * retrograde minerals.

The weight of the sample fractions vary from 1.2 to 9 mg with the most around 4 mg. Weight of monazite fraction sample is 0.6 mg.

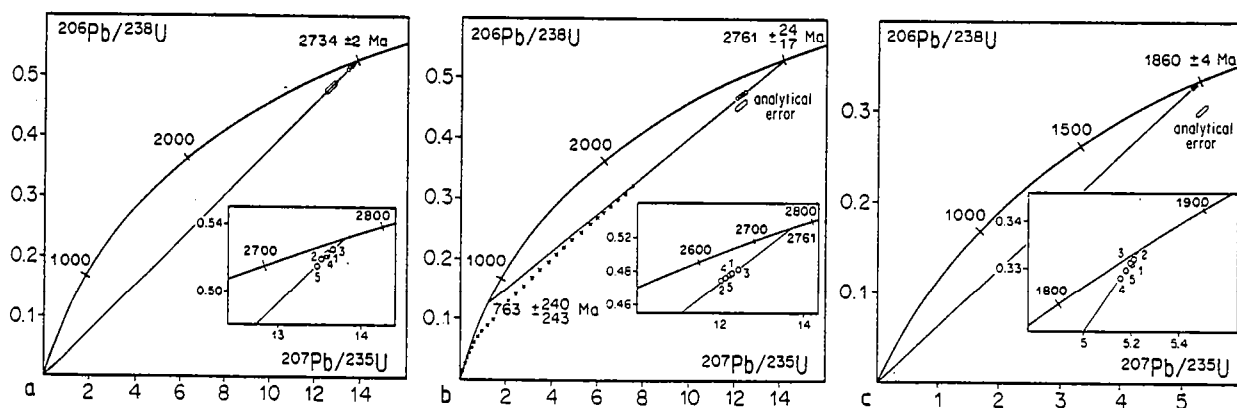


Figure 2. U-Pb concordia diagram for zircons. a: Sample 9183. b: Sample 3560; crosses indicate continuous lead loss. c: Sample 9184.

the age of magmatism, contemporaneous with granulite facies metamorphism, or the age of a total loss of lead from an older rock during a high-grade event dated by the monazite.

Sm-Nd DATA

During granulite facies metamorphism, modifications of the Sm-Nd ratios can occur (De Paolo et al., 1982; McCulloch and Black, 1984; Black and McCulloch, 1987); therefore, the Nd model ages must be interpreted with caution. Nevertheless, we may remark that in the case of the Archean zircons (2.7 Ga), the whole-rock model ages are also Archean (ca. 3.0 Ga) (Table 2; Fig. 3). This is exceptional within the Hercynian belt where model ages are generally Early Proterozoic. Differences between model ages and U-Pb ages could be caused by the opening of Sm-Nd systems during a high-grade event or the choice of a depleted mantle reservoir model (see footnote, Table 2). For the 1.9 Ga zircon

samples, model ages (2.3–2.6 Ga) (Table 2; Fig. 3) are older than the U-Pb ages; this could also reflect changes in Sm-Nd ratios or crustal recycling (e.g., partial reworking of the 2.7 Ga crust).

A comparison can be made with a study of granulitic xenoliths from the Massif Central of France (Downes and Leyreloup, 1986) (Fig. 3). These latter results are in good agreement with other data for European Hercynian lower crust (Stosch and Lugmair, 1984; Ben Othman et al., 1984a, 1984b; Stosch et al., 1986). The Sm-Nd growth curves for the Bay of Biscay granulites are quite different from those of the Massif Central (Fig. 3). The Bay of Biscay samples have more negative $\epsilon_{Nd(t)}$ values (–20 to –44) and older model ages (2.3 to 3.1 Ga) than other Hercynian granulites.

CONCLUSIONS

This study shows the first direct evidence of a 2.7 Ga crust involved in the Hercynian belt of

western Europe. Archean ages have been determined previously, but they refer only to inherited zircons (Gebauer and Grunfelder, 1977; Paquette et al., 1985; Gebauer et al., 1988; Peucat et al., 1988) or to the recycling of Archean components indicated by Nd isotopes (Michard et al., 1985; Liew and Hofmann, 1988). The 1.86 Ga age could be related to the Icartian event (1.8–2.2 Ga) (Calvez and Vidal, 1978; Auvray, 1979; Vidal, 1980) of northern Brittany and the Channel Islands.

The Bay of Biscay granulites represent, at least in part, an Archean crust with granulite facies metamorphism probably contemporaneous with the emplacement of plutonic rocks at 1.86 Ga. This 1.86 Ga event with coeval magmatism and metamorphism could be regarded as a CADS (crustal accretion-differentiation super-event; Moorbath, 1975), but with the incorporation of Archean rocks. Such a relation between magmatism and metamorphism is relatively well known in granulite terrains such as in Finnish Lapland (Bernard-Griffiths et al., 1984), China (Jahn and Zhang, 1984), India (Peucat et al., 1987), and Greenland (Griffin et al., 1980).

Paleomagnetic data have shown a coherent movement for the Armorica plate and Gondwana during at least the late Precambrian and the Cambrian (Hagstrum et al., 1980). The Archean and Early Proterozoic ages of the Bay of Biscay rocks, as well as the Early Proterozoic and Late Proterozoic ages of rocks in the North Armorican massif (Calvez and Vidal, 1978; Vidal, 1980), are comparable to those of the west African craton (e.g., Bessoles, 1977; Dalmeyer and Villeneuve, 1987), suggesting a similar evolution (2.7 Ga to 1.8 Ga to 0.6 Ga), thus supporting the paleomagnetic data. Additional evidence for this is provided by ion microprobe data on detrital zircons from the Hercynian belt which yield Early Proterozoic to Archean ages. This is interpreted as reflecting an African provenance for detrital zircons and thus that the west European plate belonged to west Africa during the Late Proterozoic (Kröner et al., 1988; Gebauer et al., 1988).

TABLE 2. Sm-Nd ANALYTICAL DATA

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	$\epsilon_{Nd(t)}^+$	$t_{DM}^{\#}$ (Ga)	Zircon age (Ga)
9183	2.74	13.18	0.12568	0.511421 ± 14	–23.7	2.97	2.73
3560	1.00	7.77	0.07796	0.510364 ± 32	–44.4	3.10	2.76
9184	4.40	23.91	0.11125	0.511608 ± 25	–20.1	2.28	1.86
2007	6.53	42.79	0.09226	0.511046 ± 22	–31.1	2.63	1.86

Note: Analytical errors are 0.5% for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Analytical procedure in Jahn et al. (1986).

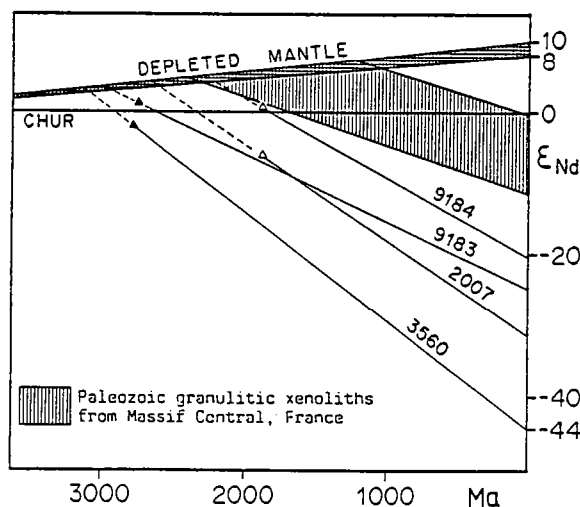
* $\pm 2\sigma$, normalized to $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ and La Jolla standard of 0.511878 ± 38 .

+ $\epsilon_{Nd(t)} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] 10^4$ where $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.51264$ and CHUR = Chondritic Uniform Reservoir.

$t_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]$ where $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$;

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$ (or $\epsilon_{Nd} = +10$); $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ yr}^{-1}$; DM = Depleted Mantle.

Figure 3. ϵ_{Nd} vs. time diagram for four granulites studied here and some granulitic xenoliths from Massif Central, France. CHUR = chondritic uniform reservoir.



REFERENCES CITED

- Auvray, B., 1979, Genèse et évolution de la croûte continentale dans Le Nord du Massif Armoricain [thesis]: Rennes, France, University of Rennes, 681 p.
- Ben Othman, D., Fourcade, S., and Allègre, C.J., 1984a, Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis: the Queriguit case studied by Nd-Sr isotope systematics: Earth and Planetary Science Letters, v. 69, p. 290–300.
- Ben Othman, D., Polvé, M., and Allègre, C.J., 1984b, Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust: Nature, v. 307, p. 510–515.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Postaire, B., Vidal, P., Convert, J., and Moreau, B., 1984, Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland: Precambrian Research, v. 23, p. 325–348.

- Bessoles, B., 1977, Géologie de L'Afrique: Le craton ouest-africain: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Mémoires, v. 88, 402 p.
- Black, L.P., and McCulloch, M.T., 1987, Evidence for isotopic equilibration of Sm-Nd whole rock systems in Early Archean crust of Enderby Land, Antarctica: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 82, p. 15-24.
- Calvez, J.Y., and Vidal, P., 1978, Two billion year old relicts in the Hercynian belt of Western Europe: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 65, p. 395-399.
- Capdevila, R., and Vidal, P., 1975, Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et charnockites de la marge continentale Nord Espagnole (Golfe de Gascogne) [abs.]: Montpellier, France, Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, 3rd, p. 89.
- Capdevila, R., Lamboy, M., and Leprêtre, J.P., 1974, Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale Nord espagnole: Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, v. 278, ser. D, p. 17-20.
- Candevila, R., Boillot, G., Lepevrier, C., Malod, J.A., and Mascle, G., 1980, Les formations cristallines du Banc de Danois (marge nord ibérique): Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, v. 291, ser. D, p. 317-320.
- Dallmeyer, R.D., and Villeneuve, M., 1987, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age record of polyphase tectonothermal evolution in the southern Mauritanide orogen, southeastern Senegal: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 602-611.
- DePaolo, D.J., Manton, W.I., Grew, E.S., and Halpern, M., 1982, Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica: *Nature*, v. 298, p. 614-618.
- Didier, J., Guennoc, P., and Pautot, G., 1977, Granodiorites et charnockites de l'éperon de Goban (marge armoricaine) au contact du domaine océanique: Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, v. 284, p. 713-716.
- Downes, H., and Leyreloup, A., 1986, Sr and Nd isotopic evolution of granulitic xenoliths: Implications for granulite facies, French Massif Central, in Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J., and Wedepohl, K.H., eds., The nature of the lower continental crust: *Geological Society of London Special Publication* 24, p. 319-330.
- Gebauer, D., and Grunfelder, M., 1977, U-Pb systematics of detrital zircons from some unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of central Europe: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 65, p. 29-37.
- 1979, U-Th-Pb dating of minerals, in Jäger, E., and Hunziker, J.C., eds., *Lectures in isotope geology*: Berlin, Springer-Verlag, p. 105-131.
- Gebauer, D., Williams, I.S., and Compston, W., 1988, Detrital minerals of Cadomian ages in sediments and metasediments of the European Hercynides [abs.], in *The Cadomian orogeny: A special meeting of the Geological Society of London*, April 1988, Oxford, p. 44.
- Griffin, W.L., McGregor, V.R., Nutman, A., Taylor, P.N., and Bridgwater, D., 1980, Early Archean granulite facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 59-74.
- Groupe Cybère, 1984, La marge déformée du Nord-Ouest de l'Espagne. Campagne Cybère du submersible Cyana—Août 1982: Publications du Centre National pour l'Exploitation des Océans, Résultats de campagnes à la mer, v. 29, 135 p.
- Guennoc, P., 1978, Contribution à l'étude des marges passives: Structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'atlantique N-E: De la terrasse de Meriadzec à l'éperon de Goban (thèse): Brest, France, Université de Brest, 95 p.
- Hagstrum, J.T., Van der Voo, R., Auvray, B., and Bonhommet, N., 1980, Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France: *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, v. 61, p. 489-517.
- Jahn, B.M., and Zhang, Z.Q., 1984, Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: Rare earth geochemistry and tectonic implications: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 224-243.
- Jahn, B.M., Martineau, F., Peucat, J.J., and Cornichet, J., 1986, Geochronology of the Tananao schist complex, Taiwan, and its regional tectonic significance: *Tectonophysics*, v. 125, p. 103-124.
- Koppel, V., and Grunfelder, M., 1975, Concordant U-Pb ages on monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 55, p. 129-132.
- Kröner, A., Wendt, I., Liew, T.C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vankova, V., and Vanek, J., 1988, U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 257-266.
- Liew, T.C., and Hofmann, A.W., 1988, Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe: Indications from Nd and Sr isotopic study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 129-138.
- Malod, J.A., Boillot, G., Capdevila, R., Dupeuble, P.A., Lepvrier, C., Muller, C., and Taugourdeau-Lantz, J., 1980a, Plongées en submersible au Sud du Golfe de Gascogne: Stratigraphie et structure de la pente du Banc de Danois: *Société Géologique de France Comptes Rendus Sommaires*, v. 3, p. 73-76.
- Malod, J.A., Boillot, G., and others, 1980b, Campagne Cyadanois, 9-22 Juillet 1979: Publications du Centre National pour l'Exploitation des Océans, Résultats de campagnes à la mer, v. 20, 80 p.
- McCulloch, M.T., and Black, L.P., 1984, Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for redistribution of Sm and Nd during metamorphism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 71, p. 46-58.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., and Albarède, F., 1985, Nd isotopes in French Phanerozoic shales: External vs. internal aspects of crustal evolution: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 601-610.
- Moorbath, S., 1975, Geological interpretation of whole rock isochron dates from high grade gneiss terrains: *Nature*, v. 255, p. 391.
- Paquette, J.L., Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., and Marchand, J., 1985, Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircons dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of south Brittany, France, in Smith, D.C., and Vidal, P., eds., *Isotope geochemistry and geochronology of eclogites*: *Chemical Geology*, v. 52, p. 203-216.
- Peucat, J.J., Hirbec, Y., Auvray, B., Cogné, J., and Cornichet, J., 1981, Late Proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex: A possible Cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe: *Geology*, v. 9, p. 169-173.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., and Condie, K., 1987, Sr, Nd and Pb systems across the amphibolite to the granulite facies transition in southern India [abs.]: *Terra Cognita*, v. 7, p. 333.
- Peucat, J.J., Jegouzo, P., Vidal, P., and Bernard-Griffiths, J., 1988, Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 88, p. 60-68.
- Pin, C., and Vielzeuf, D., 1983, Granulites and related rocks in Variscan median Europe: A dualistic interpretation: *Tectonophysics*, v. 93, p. 47-74.
- Postaire, B., 1984, Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne Hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande): *Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, Bulletin*, v. 15, p. 29-72.
- Stosch, H.G., and Lugmair, G.W., 1984, Evolution of the lower continental crust: Granulite facies xenoliths from the Eifel, West Germany: *Nature*, v. 311, p. 368-370.
- Stosch, H.G., Lugmair, G.W., and Seck, M.A., 1986, Geochemistry of granulite-facies lower crustal xenoliths: Implications for the geological history of the lower continental crust below the Eifel, West Germany, in Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J., and Wedepohl, K.H., eds., *The nature of the lower continental crust*: *Geological Society of London Special Publication* 24, p. 309-317.
- Vidal, P., 1980, L'évolution polyorogénique du Massif Armorican. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium: *Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, Mémoire* 21, 162 p.
- York, D., 1969, Least-squares fitting of a straight line with correlated errors: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 320-324.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank G. Boillot and the Cybère Group for their support and M.S.N. Carpenter for help with the English translation.

Manuscript received April 4, 1988

Revised manuscript received October 20, 1988

Manuscript accepted November 15, 1988

Reviewer's comment

The discovery of rocks with west African age groupings within the European continent is critical to paleomagnetic reconstructions.

II-2 - Géochronologie U-Pb sur zircons de granulites d'origine sédimentaire supposée

Deux autres échantillons de faciès granulite ont été analysés en U-Pb sur zircons. Il s'agirait de deux métasédiments prélevés par dragage sur la pente du Banc le Danois. Ces deux échantillons sont considérés comme des métasédiments sur la base d'observations pétrologiques, cependant, leur composition chimique n'est pas forcément en accord avec ces observations (Capdevila, comm. pers.). On peut alors tester l'origine de ces roches par la fonction discriminante (DF) de Shaw (1972a) utilisable sur des roches ayant $MgO < 6\%$ et $SiO_2 < 90\%$. Généralement, une valeur positive indique une origine ignée, et une valeur négative une origine sédimentaire. Pour l'échantillon 2007, le DF est positif. S'il s'agit réellement d'un sédiment, celui-ci devait être très immature et ayant gardé des caractères ignés. L'échantillon 2008 à un DF négatif et donc en accord avec une origine sédimentaire.

II-2-1 - Echantillon 2007

Quatre fractions de zircons de ce métasédiment ont été analysées (Table II).

2007 Fractions en μm	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a.		
	U (ppm)	Pb- (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
149-177 (1)	561.5	174.6	2152	0.11961	0.05922	0.31284	4.89029	0.11337	1755	1801	1854
125-149 (2)	347.6	107.8	3867	0.11711	0.05460	0.31128	4.87723	0.11364	1747	1798	1858
88-125 (3)	334.9	102.5	4565	0.11638	0.05155	0.30768	4.81201	0.11343	1729	1787	1855
74- 88 (4)	426.6	130	3813	0.11676	0.04903	0.30748	4.80070	0.11324	1728	1785	1852

Tableau 2 : Résultats U-Pb de l'échantillon 2007.

Les zircons sont translucides, de couleur brune-rosée et de forme ovoïde à sphérique. Au microscope optique, certains cristaux montrent un zonage discret. Quelques individus contiennent des coeurs pouvant correspondre à une génération antérieure (photos 1 et 2). L'observation au microscope électronique à balayage montre que la forme sphérique est due à l'existence de nombreuses facettes (photos 3, 4 et 5). Cet aspect refacetté est une caractéristique des zircons ayant cristallisés ou recristallisés sous haute pression (Hoppe, 1966 ; Pupin, 1976 ; Peucat, 1983).

Les quatres fractions analysées définissent une discordia (MSWD = 0,4) qui recoupe la concordia en un intercept supérieur à $1867 +22/-14$ Ma et un intercept inférieur à $270 +312/-270$ Ma (Fig. 7). Les points analytiques sont faiblement discordants (entre 14 et 16%). Les zircons les plus petits sont les plus discordants mais il n'y a pas de relations entre la taille des grains et leur teneur en U (comprise entre 560 et 330 ppm).

Etant donné la faible discordance des points analytiques, l'intercept inférieur est mal défini et peut s'expliquer par une perte de Pb* par diffusion. L'âge à $1867 +22/-14$ Ma obtenu en intercept haut est

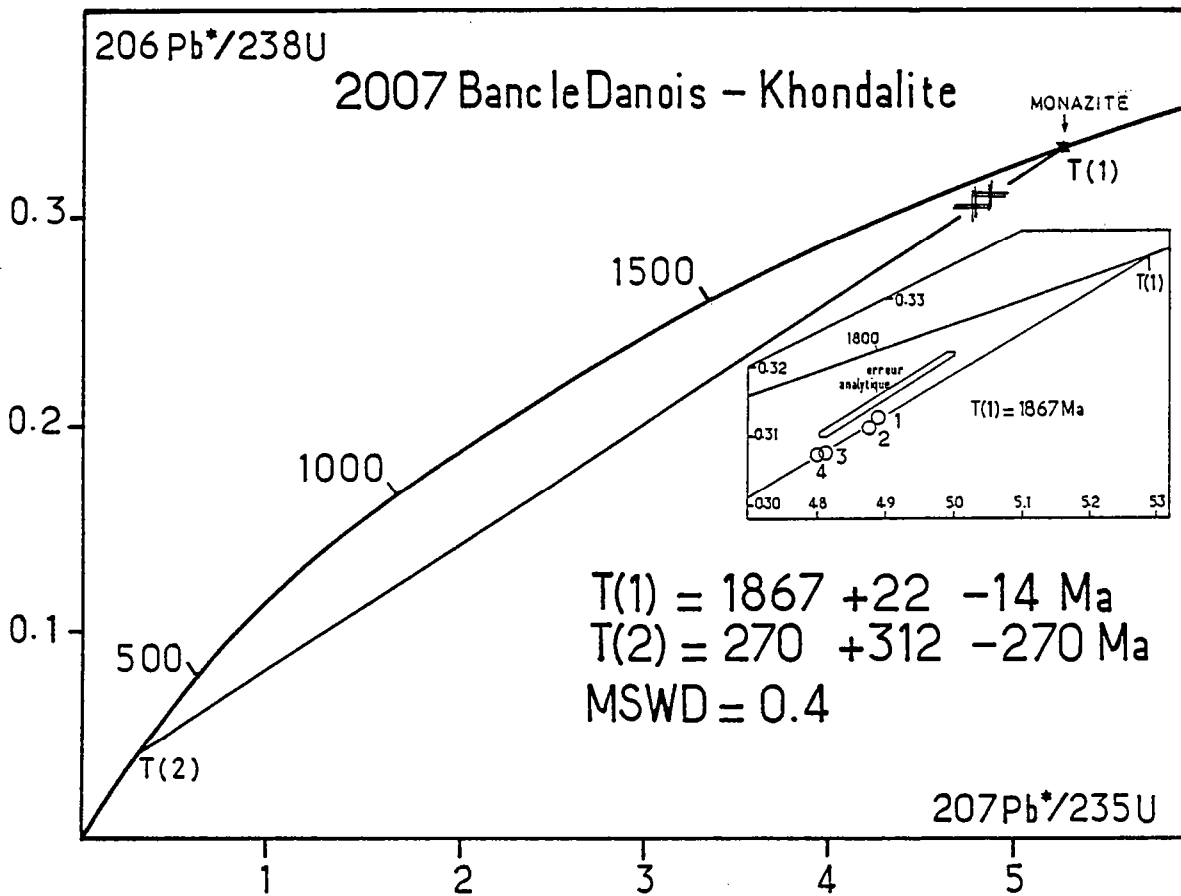


Fig. 7 : Diagramme U-Pb de l'échantillon 2007. La monazite analysée dans le chapitre II-1 est reportée.

identique à celui des monazites provenant de ce même échantillon et présenté en II-1. Cet âge correspondrait donc à l'âge du métamorphisme granulitique.

Cette interprétation pose néanmoins des problèmes par rapport à l'origine sédimentaire de la roche. On pouvait en effet s'attendre à l'obtention d'une discordia à deux intercepts significatifs : un intercept supérieur correspondant à l'âge moyen de zircons détritiques, et un intercept inférieur indiquant l'âge du métamorphisme granulitique. L'absence de mémoire ancienne peut alors s'expliquer de trois façons:

- les zircons hérités sont d'un âge très voisin de l'âge du métamorphisme. La roche sédimentaire se serait formée en un temps bref aux dépens de matériaux légèrement plus anciens que l'événement métamorphique. Cette origine à partir d'un matériel jeune ne s'accorde cependant pas avec l'âge modèle Nd de 2600 Ma présenté en II-1. Cet âge modèle serait plutôt en faveur d'un recyclage important d'une croûte archéenne et donc les zircons hérités devraient être anciens

- La roche sédimentaire de départ ne contenait pas de zircons hérités. Tous les zircons présents sont de cristallisation synmétamorphe. Cela paraît peu probable car le zircon est un minéral très fréquent dans les roches sédimentaires d'origine détritique (Folk, 1968 ; Pupin, 1976). De plus des coeurs hérités sont visibles.

- les zircons hérités ont subi une perte totale de leur Pb* par ouverture du système isotopique. Des pertes totales de Pb* lors d'un métamorphisme de haut grade ont été récemment argumentées (De Paolo et al., 1982 ; Black, 1988) et pourraient donc se rapporter également à cet échantillon, effaçant toute mémoire ancienne.

Bien entendu si l'origine de la roche est magmatique, nous nous retrouvons dans le cas de l'échantillon Protérozoïque inférieur (voir II-1), c'est à dire un métamorphisme granulitique contemporain de la mise en place du magma.

Une analyse conventionnelle U-Pb sur zircons n'a donc pas permis de mettre en évidence une mémoire isotopique ancienne (si elle existe). Seules, sans doute, les analyses à la microsonde ionique (SHRIMP) pourraient montrer si les zircons de cet échantillon comportent une part infime de Pb* ancien.

II-2-2 - Echantillon 2008

Cinq fractions ont été analysées (Tableau 3). Les zircons sont ronds à ovales, translucides et de couleur ocre-brune. L'allongement est souvent inférieur à deux mais quelques individus ont des allongements supérieurs. Il n'y a en général ni inclusions ni zonage. Quelques cristaux montrent des coeurs pouvant représenter des zircons hérités (photos 6, 7). Certains de ces coeurs semblent eux-mêmes en contenir d'autres (photo 8). Comme pour l'échantillon précédent, l'observation au MEB montre que l'aspect arrondi est dû à la présence de nombreuses facettes (photos 9 et 10).

2008 Fractions en µg	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Rapports isotopiques calculés			Ages apparents en M.a.		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
> 149	310.6	106.5	5874	0.11408	0.12081	0.32497	5.0092	0.11179	1814	1821	1829
120-149	331.3	111.6	4800	0.11466	0.11048	0.32242	4.9727	0.11185	1802	1815	1830
100-105	382.6	128.3	3636	0.11605	0.10202	0.32367	5.0140	0.11234	1808	1822	1838
80-100	390.5	129.3	5781	0.11553	0.09106	0.32120	5.0135	0.11320	1796	1822	1851
< 80	416.7	135.9	1521	0.12206	0.10182	0.31821	4.9677	0.11323	1781	1814	1852

Tableau 3 : Résultats U-Pb de l'échantillon 2008.

Les cinq points analytiques sont subconcordants mais non alignés et forment un nuage de points (Fig. 8). Si l'on utilise le programme de calcul de York (1969) modifié, on obtient une discordia (MSWD = 0,4) avec un intercept supérieur à 1825 +9/-12 Ma mais qui recoupe l'axe des abscisses largement à droite de l'origine et donne donc un âge futur. Ce cas de figure est généralement interprété comme indiquant l'existence de Pb* hérité (Peucat, 1983). L'éparpillement des points est somme toute modeste

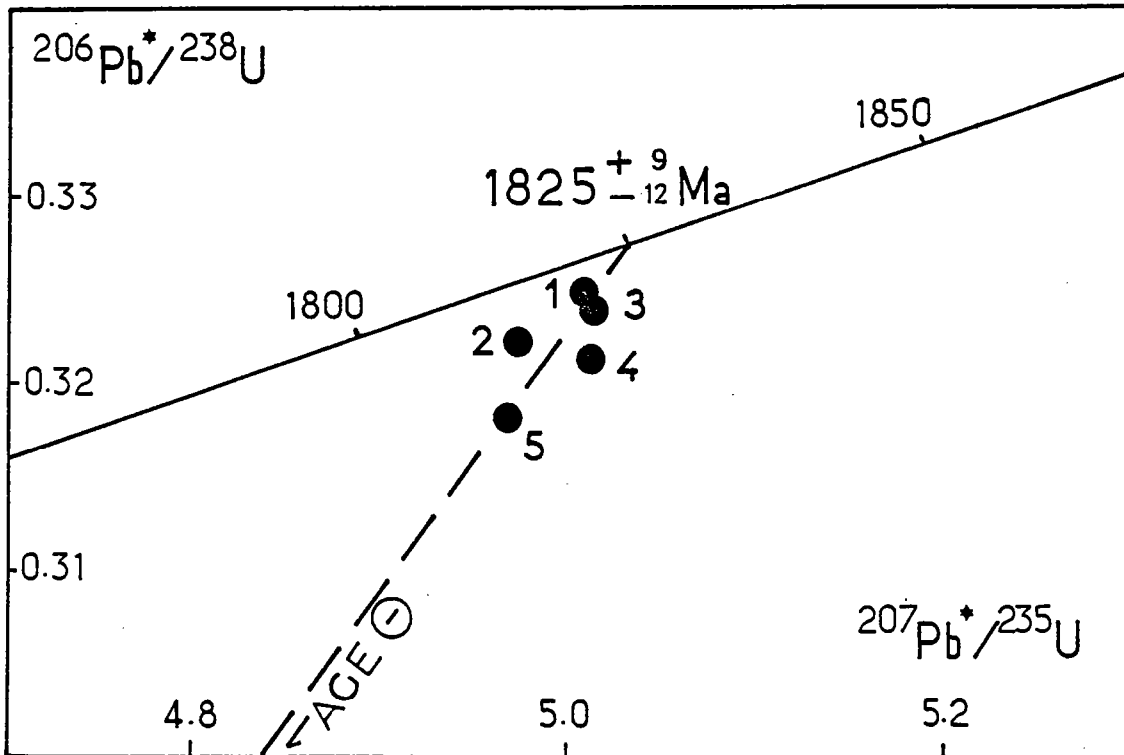


Fig. 8 : Diagramme U-Pb de l'échantillon 2008.

puisque la différence de temps sur les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ n'est que de 20 Ma et la moyenne de ces âges est de 1840 ± 10 Ma. Cependant, le fait d'obtenir une discordia fortement décalée sur la droite en intercept bas peut s'expliquer par la combinaison de deux phénomènes (Fig. 9) :

- A l'inverse de l'échantillon précédent, il n'y a pas eu perte totale de mémoire ancienne lors du métamorphisme granulitique ce qui a pour effet de décaler les points analytiques vers le haut et sur la droite du diagramme

- Une perte de Pb^* plus récente va ensuite déplacer les points vers l'origine entraînant une dispersion de ces points.

La fraction la plus grosse est quasi-concordante et donne l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ le moins élevé (1830 Ma). Les fractions les plus fines sont les plus riches en U et aussi celles qui ont les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ les plus élevés. On peut considérer l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ le plus faible comme étant le plus proche de l'âge du métamorphisme. Il s'agit d'un âge minimum pour le métamorphisme car si la seconde perte de Pb^* a lieu entre la période du métamorphisme et l'actuel, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à l'âge T de la seconde perturbation sera légèrement plus ancien que 1830 Ma.

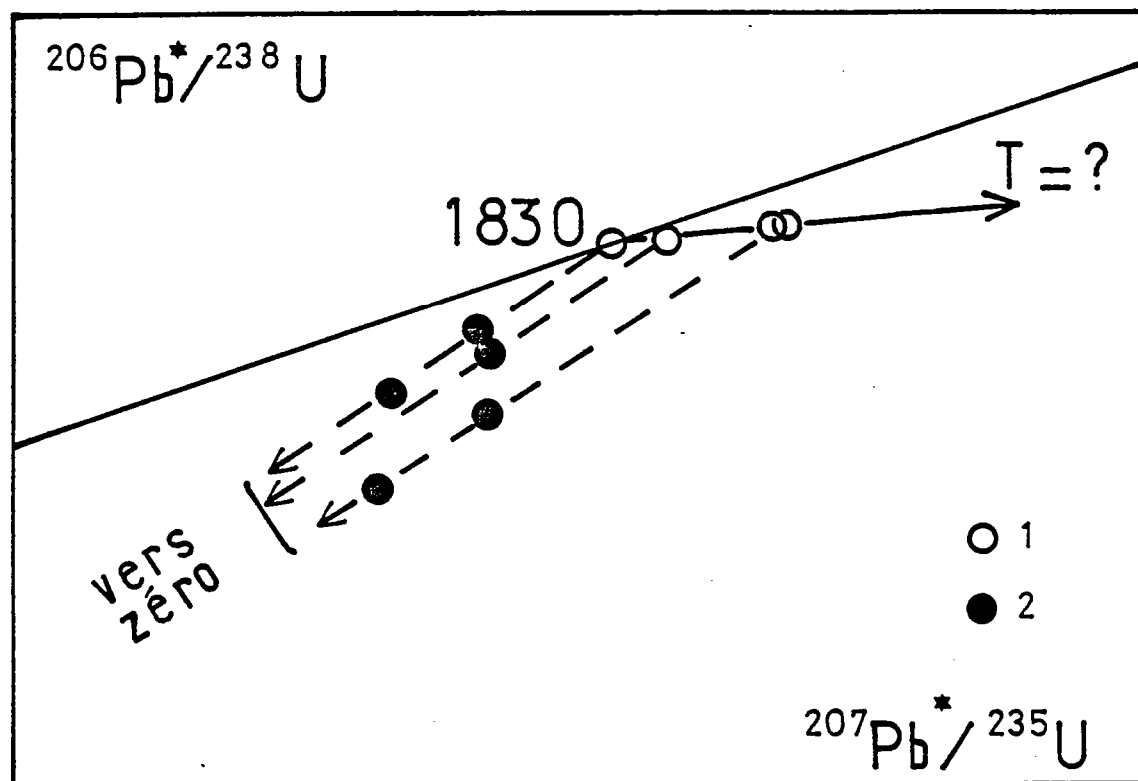


Fig. 9 : Diagramme U-Pb : modèle interprétatif de la dispersion des points pour l'échantillon 2008.
 1 : points représentatifs de zircons ayant subi un métamorphisme granulitique n'entraînant pas une perte totale de mémoire ancienne ; 2 : position de ces points après une perte de Pb^* plus récente.

II-3 - Résultats préliminaires sur monozircons

Une nouvelle méthode d'analyse des zircons, récemment mise au point par Kober (1986, 1987), commence à être expérimentée à Rennes. Cette méthode d'évaporation thermique du Pb s'effectue directement sur un grain de zircon. Les enregistrements ont été effectués sur un spectromètre de masse CAMECA TSN 206 S.A.. Les zircons sélectionnés pour la mesure sont enveloppés dans un filament en Re dégazé (filament d'évaporation) et placés en face d'un second filament en Re servant à l'ionisation. Pour se débarrasser d'éventuelles traces de Pb de pollution se trouvant à la surface du minéral, les deux filaments sont portés à haute température pendant quelques secondes. On procède ensuite par paliers successifs comprenant chacun une phase d'évaporation avec dépôt du Pb sur le filament d'ionisation non chauffé pendant 15 mn environ, ensuite le filament d'évaporation est éteint et on émet alors le Pb déposé sur le filament d'ionisation. Entre chaque palier, le filament d'ionisation est porté à haute température afin de le nettoyer de tout le plomb pouvant y rester. En fonction de la taille du zircon, une, deux, trois ou même quatre évaporations pourront être effectuées. Cette technique a pour avantage de se libérer de toute la procédure chimique inhérente à la méthode conventionnelle. Elle permet en outre, travaillant sur un seul minéral avec des évaporations successives pouvant aller de la bordure vers le coeur, de mieux cerner l'histoire du zircon et de déceler toute trace de mémoire ancienne s'il y en a.

Cette méthode a été appliquée à deux zircons provenant de l'échantillon 3560 qui a un âge de 2760 Ma (cf. II-1) par analyse conventionnelle. Cet échantillon pouvant être un métasédiment, il est intéressant de voir s'il contient une mémoire ancienne.

Sur le premier zircon analysé, Zircon I (Tableau 4, Fig. 10) une seule évaporation a pu être effectuée. L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculé est de 2791 ± 2 Ma. Bien que plus ancien que l'âge donné par l'analyse conventionnelle, cet âge à lui seul ne permet pas de dire s'il est significativement différent du précédent. D'autant plus que le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ n'a pas été mesurable.

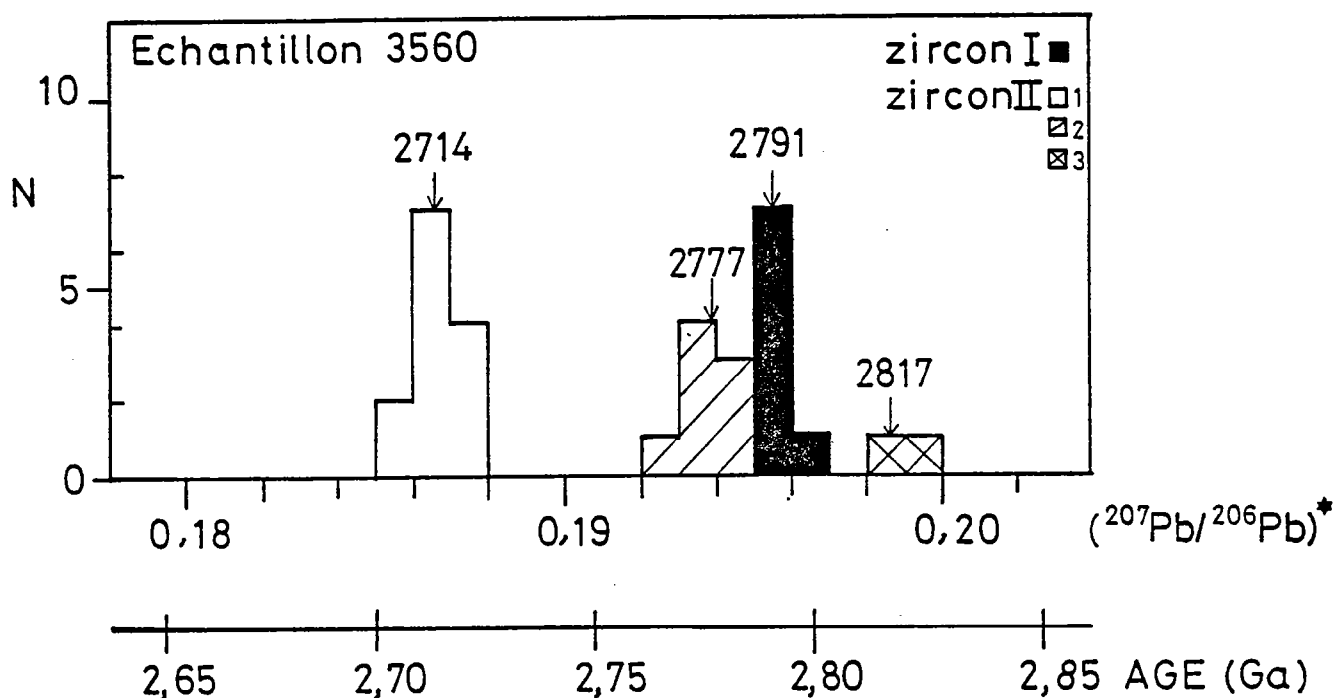


Fig. 10 : Histogramme de fréquence des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sur deux zircons. L'étalement des âges permet de supposer une mémoire ancienne.

Le second zircon (Zircon II) est marron, de forme allongée et de taille importante ($> 250\mu$). Trois évaporations ont eu lieu et les résultats s'avèrent très intéressants. En effet, les âges ainsi obtenus s'échelonnent de 2714 à 2817 Ma (Tableau 4, Fig. 10). Le premier âge a 2714 Ma correspond sans doute à la partie extérieure du zircon et traduit une perte de Pb^* de cette bordure. Cette perte de plomb est également visible sur les analyses de fractions totales puisque les points représentatifs de ces fractions sont légèrement discordants (cf. II-1, Fig. 2). La deuxième évaporation donne un âge de 2777 Ma, peu différent de l'âge indiqué par la méthode conventionnelle. La troisième évaporation, correspondant à du Pb^* venu de l'intérieur du zircon fournit un âge de 2817 Ma. Cet étalement des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2714 à 2817 Ma (Fig. 10) indique sans doute l'existence de plomb radiogénique plus ancien que 2760 Ma et est donc significatif d'une mémoire ancienne pour certains zircons correspondant à des coeurs hérités.

Etape	Nombre Blocs	206Pb/204Pb moyen	207Pb/206Pb	207Pb/206Pb moyen	Age (Ma)
<u>Zircon I : zircon noir, allongé, taille : 200µ</u>					
1	1	non mesuré	0,19541	0,19555 ± 26	2791 ± 2
	2		0,19508		
	3		0,19622		
	4		0,19573		
	5		0,19567		
	6		0,19570		
	7		0,19519		
	8		0,19538		
<u>Zircon II : zircon brun, allongé, taille : >250µ</u>					
1	1	3350	0,18704	0,18657 ± 42	2714 ± 3
	2		0,18670		
	3		0,18512		
	4		0,18615		
	5		0,18648		
	6		0,18766		
	7		0,18671		
	8		0,18717		
	9		0,18674		
	10		0,18728		
	11		0,18512		
	12		0,18647		
	13		0,18682		
2	1	13500	0,19458	0,19390 ± 50	2777 ± 4
	2		0,19379		
	3		0,19247		
	4		0,19384		
	5		0,19350		
	6		0,19467		
	7		0,19441		
	8		0,19395		
3	1		0,19819	0,19864 ± 89	2817 ± 8
	2		0,19908		

Tableau 4 : Nombres d'étapes, de blocs par étapes et résultats obtenus pour les deux grains de zircons analysés.

Il n'a malheureusement pas été possible d'appliquer cette méthode aux échantillons 2007 et 2008, les quelques zircons disponibles étant de trop petite taille.

Cette méthode performante, même sur des spectromètre de masse assez anciens, s'avère donc très prometteuse et pourra, par la suite être appliquée à d'autres échantillons des granulites du Golfe de Gascogne.

II-4 - Synthèse et discussion des résultats U-Pb sur zircons

Deux groupes d'âges ont été obtenus sur les granulites du Golfe de Gascogne : un groupe d'âge archéen (2,76 - 2,73 Ga) et un groupe d'âge protérozoïque inférieur (1,86 - 1,83 Ga). La particularité de ces échantillons est la faible discordance des points et donc les faibles pertes de Pb* ultérieures. Les zircons étudiés montrent tous des indices de recristallisation sous climat de haute pression (Cf. Photos) et notamment les échantillons 2007 et 2008.

Les âges protérozoïque inférieur sont interprétés comme étant significatifs d'un métamorphisme de haut-grade sub-contemporain de la mise en place de roches magmatiques (9184), s'appliquant également sur des roches d'origine sédimentaire, et qui entraîne une perte totale ou quasi-totale de mémoire ancienne sur ces échantillons.

Qu'en est-il pour les échantillons archéens ? Ont-ils également subi l'événement métamorphique à 1,86 Ga ? Si oui, pourquoi ne l'ont-ils pas enregistré ? Le fait qu'un métamorphisme ne soit pas marqué peut être dû à trois causes principales :

- (1) - Intensité trop faible du métamorphisme s'appliquant sur des roches anciennes
- (2) - Magmatisme et métamorphisme sont de même âge
- (3) - Le réseau cristallin du zircon a résisté et est resté clos vis à vis du système U-Pb pendant le métamorphisme.

La première proposition peut être écartée à la vue des résultats obtenus sur des métasédiments qui n'ont gardés aucune mémoire ancienne et semblent avoir été complètement remis à zéro lors du métamorphisme granulitique.

La seconde possibilité n'est pas non plus envisageable car un laps de temps de 1 Ga séparerait les deux événements en ce qui concerne les échantillons archéens et cela devrait être marqué au niveau des zircons.

Les zircons archéens étudiés sont ovoïdes, et, si la recristallisation sous haute pression est moins évidente que pour les échantillons 2007 et 2008, elle est quand même marquée par l'existence de nombreuses facettes (Photos 11, 12 et 13). L'importance d'une perte de Pb* lors d'une crise épisodique sera fonction de l'état de détérioration du réseau cristallin du minéral. Cette détérioration est induite par les dommages créés lors de la désintégration de l'U en Pb*. Elle sera donc fonction de la quantité d'U contenue dans le minéral mais également du temps pendant lequel le minéral aura subi cette désintégration. Dans le cas de l'échantillon 9183, la teneur en U est faible (= 55 ppm) et il est possible que le minéral n'ait pas

été suffisamment détérioré pour pouvoir perdre du Pb*. Ces zircons ont donc pu résister au métamorphisme granulitique. Les teneurs en U de l'échantillon 3560 sont elles beaucoup plus élevées (400 à 700 ppm). La différence d'âge étant de 1 Ga environ, il est fort probable que le réseau cristallin ait été suffisamment détérioré pour permettre une perte de Pb* lors du métamorphisme HP-HT, ce qui n'est pas le cas.

Une explication à cette résistance pourrait être la suivante : l'événement daté à 2,76 - 2,73 Ga correspond non seulement à une mise en place de magmas (9183), mais également à un métamorphisme de faciès granulite contemporain affectant également des roches sédimentaires (3560). Cet événement entraîne la recristallisation autour des zircons magmatiques d'une couronne néoformée. Cette couronne, indemne de toute détérioration de son réseau cristallin, va se comporter comme un blindage et empêcher toute fuite de Pb* lors d'événements ultérieurs. Cette capacité des zircons, qui, ayant enregistré un premier événement métamorphique, résisteront à d'autres événements plus tardifs, même d'intensité supérieure, a déjà été montré (Peucat, 1983 ; Peucat et al., 1985).

Une histoire plus ancienne que 2760 Ma se retrouve, par l'intermédiaire d'une étude sur monozircon, dans l'échantillon 3560 indiquant un héritage de Pb*.

Les résultats obtenus sur zircons peuvent s'interpréter de façon suivante :

2,76 - 2,73 Ga : Mise en place de magmas (dans des séries sédimentaires et donc plus anciennes ?) et possible métamorphisme granulitique contemporain

1,86 - 1,83 Ga : Même scénario.

A la question : "Les roches archéennes ont-elles véritablement subi le métamorphisme protérozoïque inférieur?", il sera répondu en VI.

III - Géochimie isotopique du Nd

Vingt-quatre échantillons ont été analysés par la méthode Sm-Nd et les résultats sont consignés dans le tableau 5.

Dans un diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, les points analytiques sont dispersés et ne permettent pas l'obtention d'une isochrone (Fig. 11). Cet éparpillement est prévisible étant donné que les échantillons sont d'âge différent (2,76-2,73 et 1,86 Ga). Dans le chapitre II-1 nous avons vu que les échantillons d'âge archéen en U-Pb ont également des âges modèles Nd archéens. Si l'on ne tient pas compte des échantillons ayant un âge modèle Nd supérieur à 2,6 Ga (Fig. 11), il n'est toujours pas possible d'obtenir une isochrone. Cette dispersion est parfaitement illustrée dans un

Echantillon	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+ 2 σ	ϵ_{Nd}	t_{DM} (Ga)
2003	LD	36.31	0.1357	0.512008	19	- 12.3	2.23
2002	0	17.22	0.1348	0.512035	24	- 11.8	2.15
2294	V	5.68	0.1380	0.511753	30	- 17.3	2.90
9181	0	40.32	0.1275	0.511909	26	- 14.2	2.19
2004	LD	19.26	0.1610	0.512337	16	- 5.9	2.35
2000	LD	32.47	0.1291	0.511947	29	- 13.5	2.16
9183	0	13.18	0.1257	0.511421	14	- 23.7	2.97
2008	LD	76.61	0.1031	0.511435	36	- 23.5	2.36
4932	LD	53.90	0.1146	0.511655	20	- 19.2	2.29
2001	0	19.68	0.1316	0.511990	20	- 12.7	2.15
9182	0	4.99	0.1252	0.511773	24	- 16.9	2.36
2006	LD	6.63	0.0978	0.511549	28	- 21.3	2.10
3561	0	4.74	0.1227	0.511722	21	- 17.9	2.39
4607	G	7.57	0.1059	0.511397	33	- 24.2	2.47
3562	0	34.68	0.1151	0.511683	13	- 18.6	2.26
2143	LD	24.75	0.1263	0.511283	18	- 26.3	3.22
9184	0	23.91	0.1113	0.511608	25	- 20.1	2.28
3559	0	20.23	0.1070	0.511490	21	- 22.4	2.36
2007	LD	42.79	0.0923	0.511046	22	- 31.1	2.63
2144	LD	57.43	0.0702	0.510649	20	- 38.8	2.64
2005	LD	43.59	0.0788	0.510577	20	- 40.2	2.89
3560	0	7.77	0.0778	0.510364	32	- 44.4	3.10
2142	LD	5.81	0.0923	0.511340	26	- 25.3	2.27
4605	G	11.14	0.0744	0.510714	30	- 37.5	2.71

Tableau 5 : Données Sm-Nd des granulites du Golfe

de Gascogne. I : granulites basiques ($\text{SiO}_2 < 52\%$) ; II :: granulites intermédiaires ($52\% < \text{SiO}_2 < 66\%$) ; III :granulites acides ($\text{SiO}_2 > 66\%$). ; LD : Le Danois ; 0 :

Ortegal ; G : Goban ; V : Vigo.

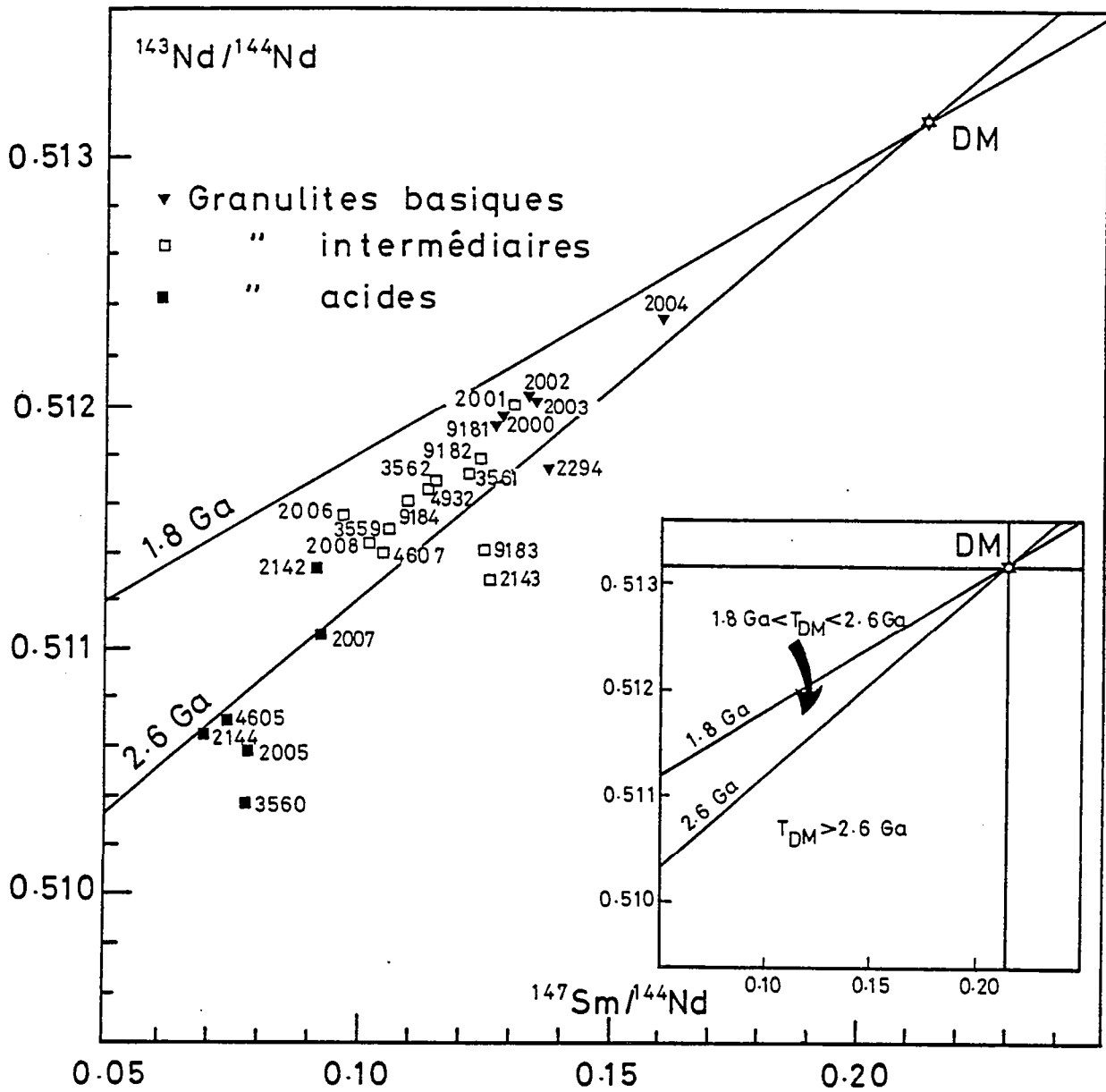


Fig. 11 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des granulites immergées du Golfe de Gascogne. Aucune isochrone n'est obtenue.

diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps (Fig. 12). Pour plus de clarté, les échantillons ont été regroupés en fonction de leur teneur en SiO_2 . Les granulites basiques ont des $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ compris entre -6 et -17 et des âges modèles aux alentours de 2,2 Ga (excepté pour l'échantillon 2294 pour qui cet âge modèle est de 2,9 Ga) (Fig. 12a). Les granulites intermédiaires à acides (Fig. 12b et c) ont des $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ entre -13 et -44 et des âges modèles allant de 2,1 à 3,2 Ga. Les âges modèles les plus anciens correspondent en général aux roches les plus acides. Dans la figure 13 les moyennes pour chaque groupe sont reportées et cette caractéristique est alors bien visible.

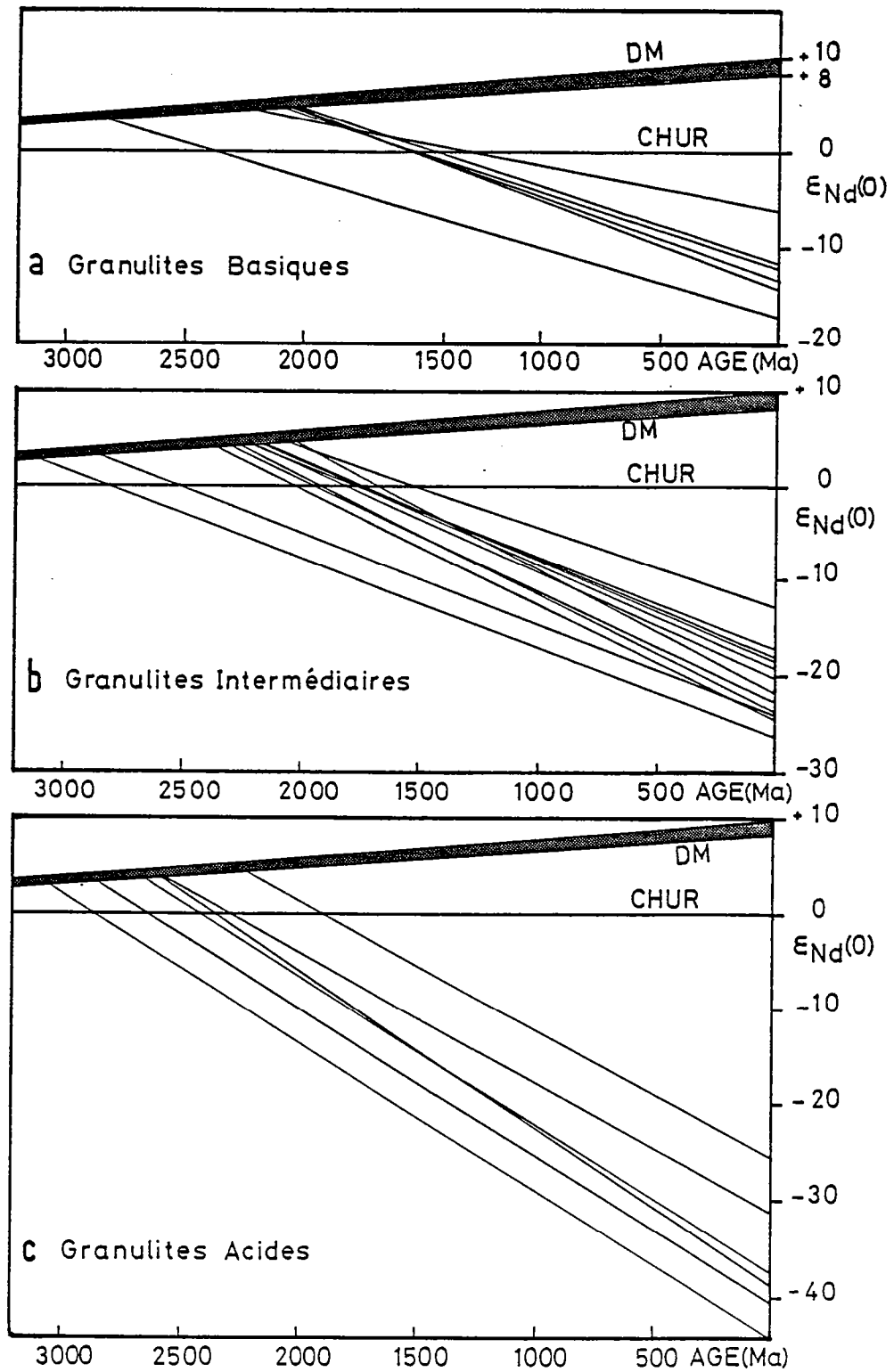


Fig. 12 : Diagramme Σ_{Nd} en fonction du temps : a : granulites basiques ; b : granulites intermédiaires ; c : granulites acides.

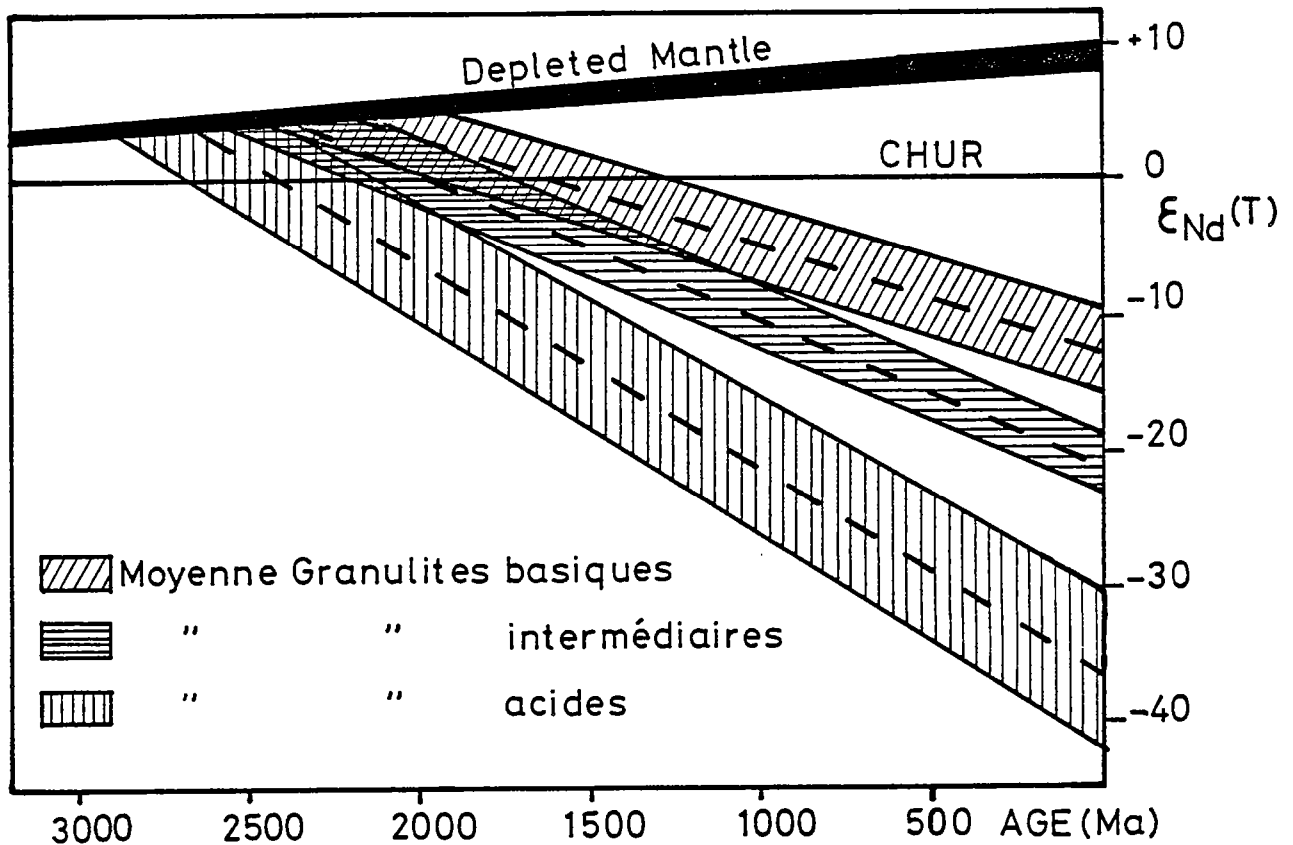


Fig. 13 : Diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps dans lequel sont reportées les moyennes pour chacun des groupes définis en Fig. 12.

Si l'on calcule les $\epsilon_{Nd}(T)$ pour 1860 et 2730 Ma (Tableau 6) et que l'on reporte les données dans un diagramme ϵ_{Nd} à un temps T (Fig. 14), on remarque qu'à 1860 Ma (Fig. 14b) les valeurs des $\epsilon_{Nd}(T)$ se situent entre +3 et -16. L' $\epsilon_{Nd}(T)$ le plus négatif correspond à l'échantillon 3560 ayant un âge U-Pb sur zircons de 2760 Ma. On observe un regroupement de 7 points autour d'une valeur d' $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2,5. Les autres points sont dispersés mais avec un maximum entre +1 et -1. A 2,73 Ga, les points représentatifs des échantillons ayant un $T_{DM} > 2,6$ Ga sont également dispersés avec trois points au dessus de la droite d'évolution du manteau appauvri. Les autres points ont des $\epsilon_{Nd}(T)$ variant de +3 à -3 (Fig. 14a).

Sachant que les échantillons étudiés représentent deux générations d'âge différent, on pouvait s'attendre à deux regroupements des valeurs ϵ_{Nd} à 2,73 et 1,86 Ga. Si l'on considère les échantillons ayant des âges modèles inférieurs à 2,6 Ga et d'origine ignée, la dispersion observée peut être due à différentes causes :

(1) - Les échantillons ont des rapports initiaux $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ différents et ne sont donc pas cogénétiques

Echantillon	$\epsilon_{Nd}(T)$ T=1860 Ma	$\epsilon_{Nd}(T)$ T=2730 Ma
DM	+ 5.9	+ 4.0
2003	+ 2.2	-
2002	+ 2.9	-
2294	- 3.3	+ 3.2
9181	+ 2.2	-
2004	+ 2.6	-
2000	+ 2.6	-
9183	- 6.9	+ 1.0
2008	- 1.3	-
4932	+ 0.3	-
2001	+ 2.8	-
9182	+ 0.1	-
2006	+ 2.2	-
3561	- 0.3	-
4607	- 2.7	-
3562	+ 0.7	-
2143	- 9.7	- 1.9
9184	+ 0.1	-
3559	- 1.1	-
2007	- 6.3	+ 5.3
2144	- 8.8	+ 5.2
2005	-12.2	+ 0.8
3560	-16.17	- 3.0
2142	- 0.6	-
4605	- 8.5	+ 5.0

Tableau 6 : $\Sigma_{Nd}(T)$ calculés pour T = 1860 Ma et T = 2730 Ma.

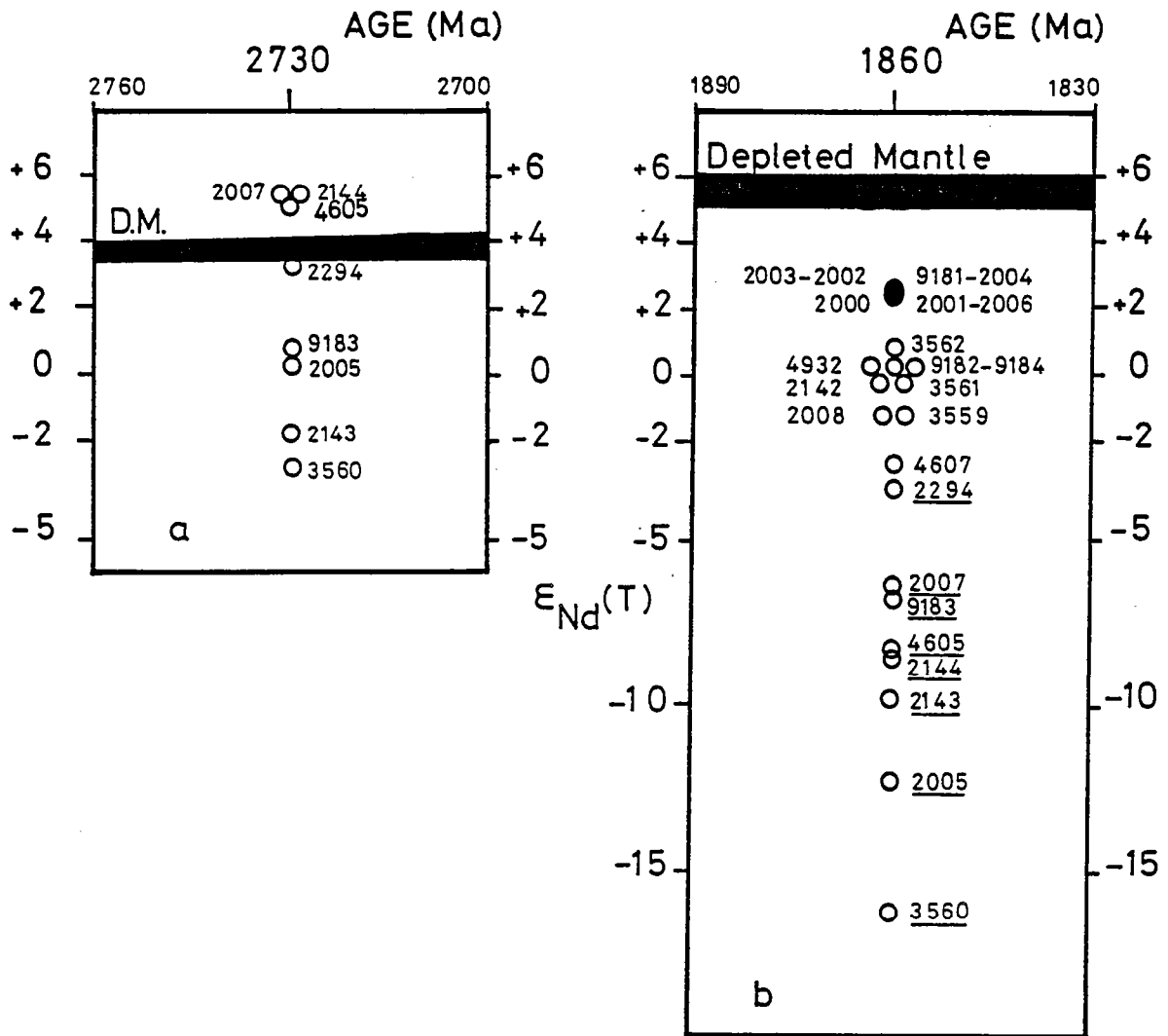


Fig. 14 : Diagramme $\epsilon_{Nd}(T)$ au temps T. a : T = 1860 Ma ; b : T = 2730 Ma.

(2) - Il y a eu ouverture du système isotopique Sm-Nd et/ou modification du rapport Sm/Nd durant le métamorphisme granulitique. Une modification du rapport Sm/Nd jouera uniquement si l'intervalle de temps entre le magmatisme et le métamorphisme est important

(3) - Cette dispersion résulte d'une contamination plus ou moins importante de matériaux juvéniles contemporains du métamorphisme granulitique à 1,86 Ga avec du matériel archéen.

Plusieurs études ont montré que les rapports Sm/Nd ne sont pas ou peu affectés lors du métamorphisme de haut-grade (Hamilton et al., 1979 ; Jahn et Zhang, 1984). Cependant, d'autres exemples mettent en évidence la mobilité du Sm et du Nd lors du métamorphisme granulitique (De Paolo et al., 1982 ; Black et McCulloch, 1987 ; Stähle et al., 1987 ; Black, 1988). Des changements du rapport Sm/Nd sont donc une explication possible pour la dispersion des données (Fig. 11) en ce qui concerne les échantillons archéens et les roches sédimentaires mais pas pour les magmas d'âge Protérozoïque inférieur.

Le modèle (3), invoquant un mélange de croûte ancienne avec un composant juvénile est cependant plus probable. En effet, les $\epsilon_{Nd}(T=1860 \text{ Ma})$ se situent entre un pôle mantellique et un pôle représenté par la granulite acide archéenne (3560) (Fig. 14b). Un mélange en proportion croissante de composant ancien expliquerait la diminution des $\epsilon_{Nd}(T)$ de +3 jusqu'à environ -3 pour la majorité des échantillons, les granulites acides étant les plus contaminées. Si l'on considère les points regroupés autour de la valeur $\epsilon_{Nd}(T) = +2,5$ et donc les plus primitifs, et qu'on les reporte dans un diagramme isochrone (Fig.15), on obtient un alignement correct (MSWD = 2), l'étalement des rapports Sm/Nd étant cependant

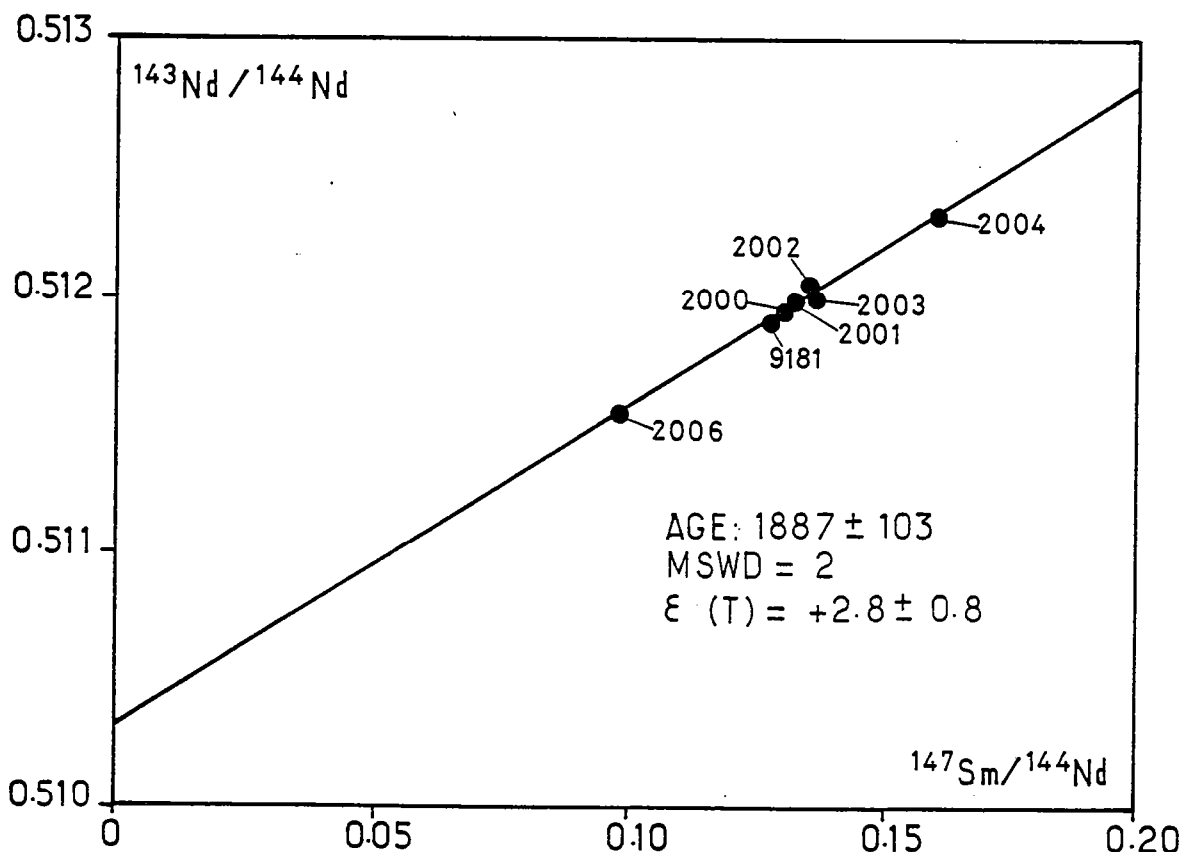


Fig. 15 : Diagramme isochrone Sm-Nd pour les sept points sélectionnés à partir de la Fig. 14.

relativement faible. Cette isochrone donne un âge de 1887 ± 103 Ma compatible avec les âges obtenus en U-Pb sur zircons indiquant une mise en place des magmas et leur métamorphisme synchrone. L' $\epsilon_{Nd}(T)$ calculé par la méthode de Fletcher and Rossman (1982) est de $2,8 \pm 0,8$ et donc relativement proche du manteau. Ces échantillons, non sédimentaires, sont de composition basique pour la plupart et donc moins contaminés. Il n'est pas question de considérer cet âge isochrone comme significatif étant donné le mode de sélection des échantillons, ainsi que la méconnaissance des relations mutuelles de ces roches, mais il faut remarquer que cette donnée est en parfait accord avec les âges U-Pb sur zircons à 1,8-1,9 Ga.

Ce même modèle de contamination peut sans doute s'appliquer aux échantillons archéens qui montrent également une dispersion de leur $\epsilon_{Nd}(T)$ (Fig. 14a), étant entendu que tous les échantillons ayant des âges modèles archéens ne sont pas forcément archéens. Néanmoins cette différence entre les ϵ_{Nd} s'observe déjà au niveau des échantillons datés archéen.

En conclusion, la dispersion observée pour les échantillons (possiblement) protérozoïque inférieur pourrait s'expliquer par une contamination plus ou moins importante de magmas juvéniles par une croûte archéenne. Le pôle contaminant peut être représenté par la granulite acide 3560. Les roches les moins contaminées (roches basiques) permettent l'obtention d'une isochrone dont l'âge est en accord avec les données U-Pb sur zircons. Cette dispersion due à la contamination a pu être accentuée par une légère modification des rapports Sm/Nd lors du métamorphisme granulitique, s'appliquant aux échantillons anciens ou d'origine sédimentaire.

IV - Géochimie isotopique du Sr

Les échantillons précédents ont également fait l'objet d'une étude Rb-Sr sur roche totale. Les résultats sont présentés dans le tableau 7. Le report de ces données dans un diagramme isochrone montre à nouveau une grande dispersion des points analytiques (Fig.16) déjà obtenue par Capdevila et Vidal (1975). De même qu'au chapitre précédent, si l'on ne tient pas compte des échantillons ayant des âges modèles T_{DM} supérieur à 2,6 Ga (numéros soulignés sur la figure 16), on obtient un alignement imparfait. Les seize échantillons restants définissent une erreurchrone (MSWD = 19,6) donnant un âge de 1881 ± 100 Ma. La mauvaise qualité de cet alignement peut s'expliquer par une homogénéisation seulement partielle du système isotopique lors du métamorphisme granulitique (les roches affectées pouvant être d'après ce qui précède plus ou moins contaminées ou/et non cogénétiques) ou/et par une ouverture partielle du système postérieurement au métamorphisme granulitique. Cet âge est néanmoins en accord avec les données Sm-Nd et U-Pb. Le calcul des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 1860 Ma (Tab. 8, Fig.17) exprime bien cette dispersion. Les rapports obtenus varient de 0,701 à 0,7057 pour ces seize échantillons. On remarque cependant un regroupement autour de la valeur 0,704 de 8 points qui définissent une isochrone (MSWD = 1,4) (Fig. 18) à 1879 ± 44 Ma et de rapport initial $I_{Sr} = 0,7039$. Le rapport initial obtenu se trouve au dessus de la valeur du manteau à 1,88 Ga pouvant indiquer une contamination. Comme pour le Nd, cet âge est

Echantillon	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	K/Rb
2003	7.87	340	0.067	0.70500 \pm 3	+ 7.1	854
2002	16.7	232	0.246	0.70858 \pm 3	+ 57.9	566
2294	31.6	55.7	1.65	0.75145 \pm 5	+666	241
9181	17.7	452	0.113	0.70678 \pm 4	+ 32.4	619
2004	6.85	202	0.098	0.70543 \pm 2	+ 13.2	472
2000	4.6	508	0.0261	0.70454 \pm 2	+ 0.6	1533
9183	1.58	368	0.0124	0.70229 \pm 2	- 31.4	2888
2008	112	168	1.93	0.75682 \pm 5	+742	284
4932	46.3	945	0.141	0.70686 \pm 3	+ 34.5	536
2001	6.9	396	0.0505	0.70500 \pm 3	+ 7.1	1070
9182	4.47	383	0.0338	0.70458 \pm 3	+ 1.1	1745
2006	39.5	1221	0.0936	0.70533 \pm 5	+ 11.8	456
3561	6.4	549	0.0340	0.70498 \pm 5	+ 6.8	1245
4607	38.6	388	0.288	0.71337 \pm 6	+126	1189
3562	13.1	338	0.113	0.70726 \pm 3	+ 39.2	836
2143	67.9	314	0.626	0.72890 \pm 3	+346	205
9184	120	209	1.67	0.74895 \pm 8	+631	272
3559	52.9	310	0.495	0.71723 \pm 5	+181	434
2007	178	363	1.42	0.74656 \pm 5	+597	355
2144	15.9	361	0.128	0.71460 \pm 4	+143	522
2005	79.6	226	1.02	0.75469 \pm 8	+712	297
3560	59.9	399	0.435	0.72359 \pm 5	+271	482
2142	156	137	3.32	0.79006 \pm 3	+1214	303
4605	79.9	340	0.682	0.72738 \pm 3	+325	486

Tableau 7 : Données Rb-Sr des granulites du Golfe de Gascogne.

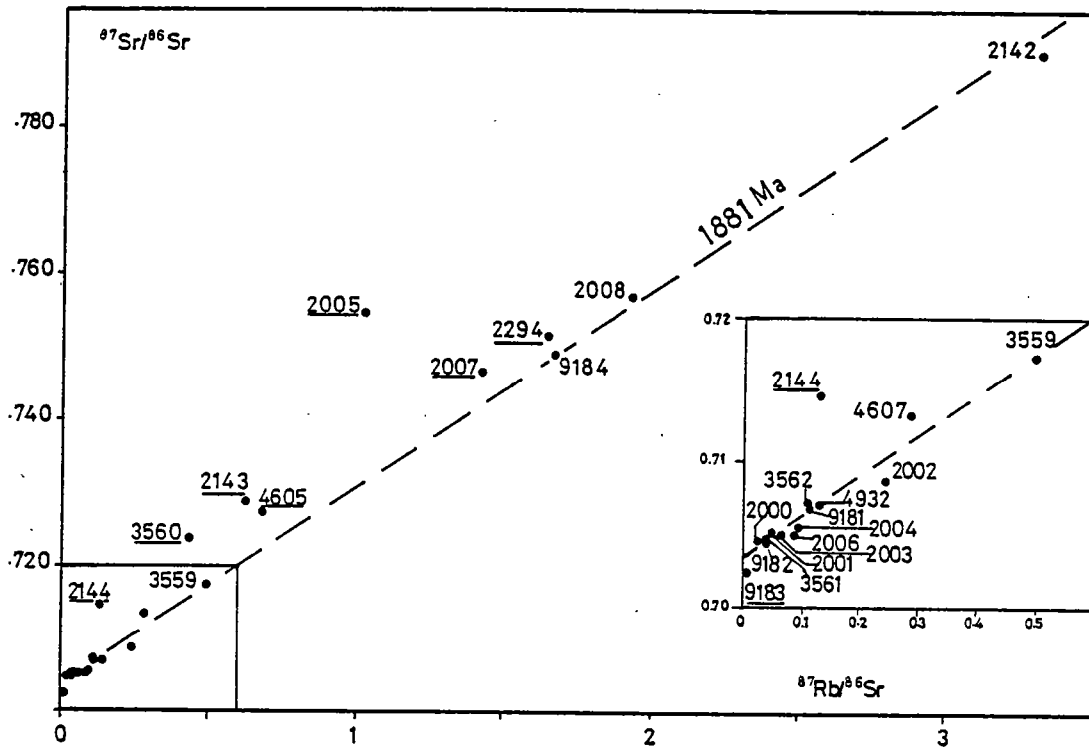


Fig. 16 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour Les granulites du Golfe de Gascogne.

Echantillon	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{T=1860 \text{ Ma}}$	Echantillon	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{1860}$
2003	0.70321	2294	0.70729
2002	0.70200	9183	0.70196
9181	0.70376	2143	0.71215
2004	0.70281	2007	0.70855
2000	0.70384	2144	0.71117
2008	0.70517	2005	0.72739
4932	0.70306	3560	0.71195
2001	0.70365	4605	0.70913
9182	0.70367		
2006	0.70282		
3561	0.70411		
4607	0.70566		
3562	0.70426		
9184	0.70417		
3559	0.70398		
2142	0.70120		

(a) (b)

Tableau 8 : Rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculés à $T = 1860$ Ma.

- a : roches ayant un âge modèle Nd inférieur à 2.6 Ga ;
 b : roches ayant un âge modèle Nd supérieur à 2.6 Ga.

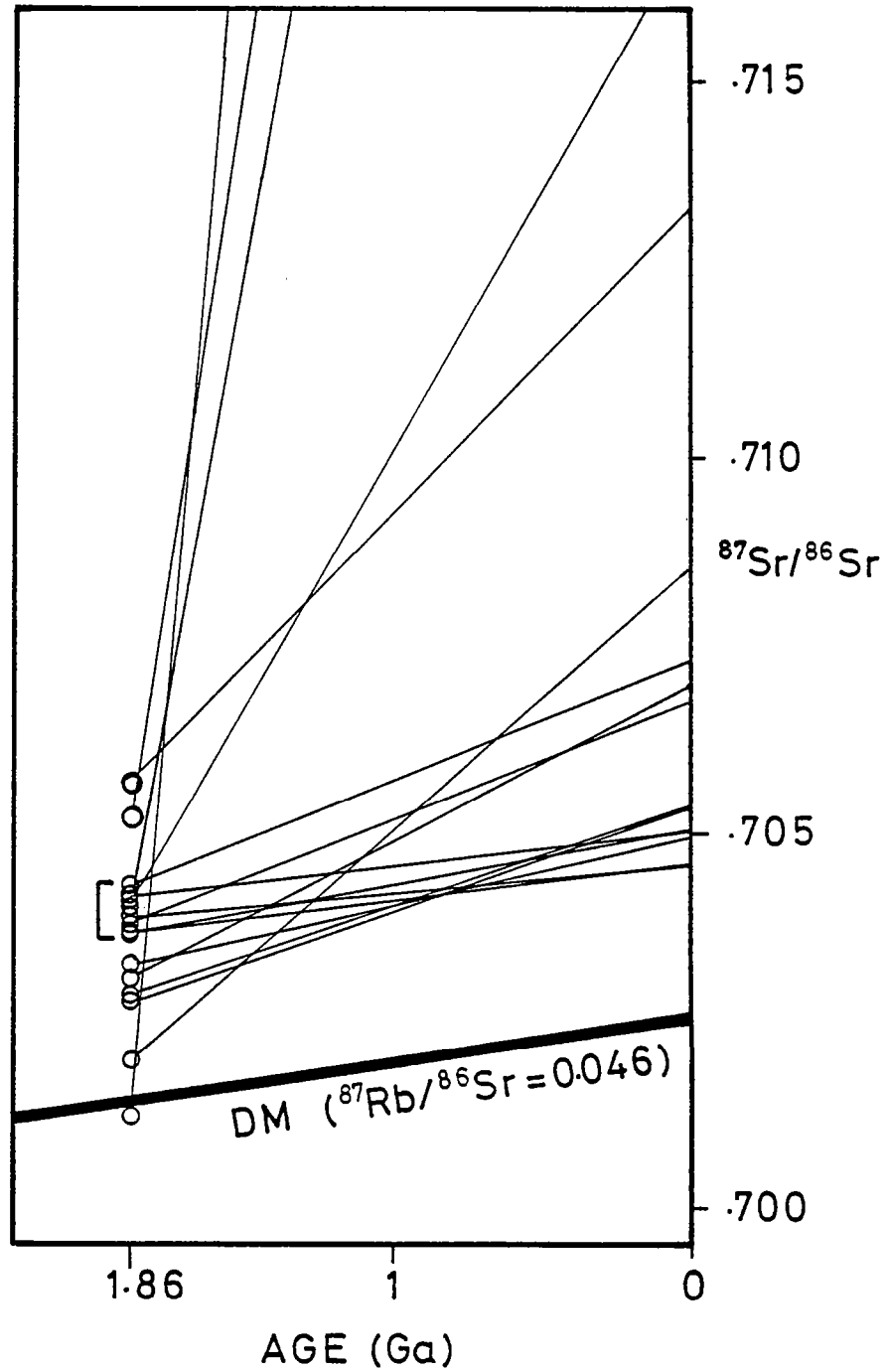


Fig. 17 : Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps.
Rapports calculés à 1860 Ma.

simplement indicatif, mais en accord avec les données Protérozoïque inférieur obtenue sur zircons. On remarque également que pour le Sr, les données semblent plus homogènes qu'en Nd, illustrant la plus grande sensibilité de ce système lors d'un métamorphisme.

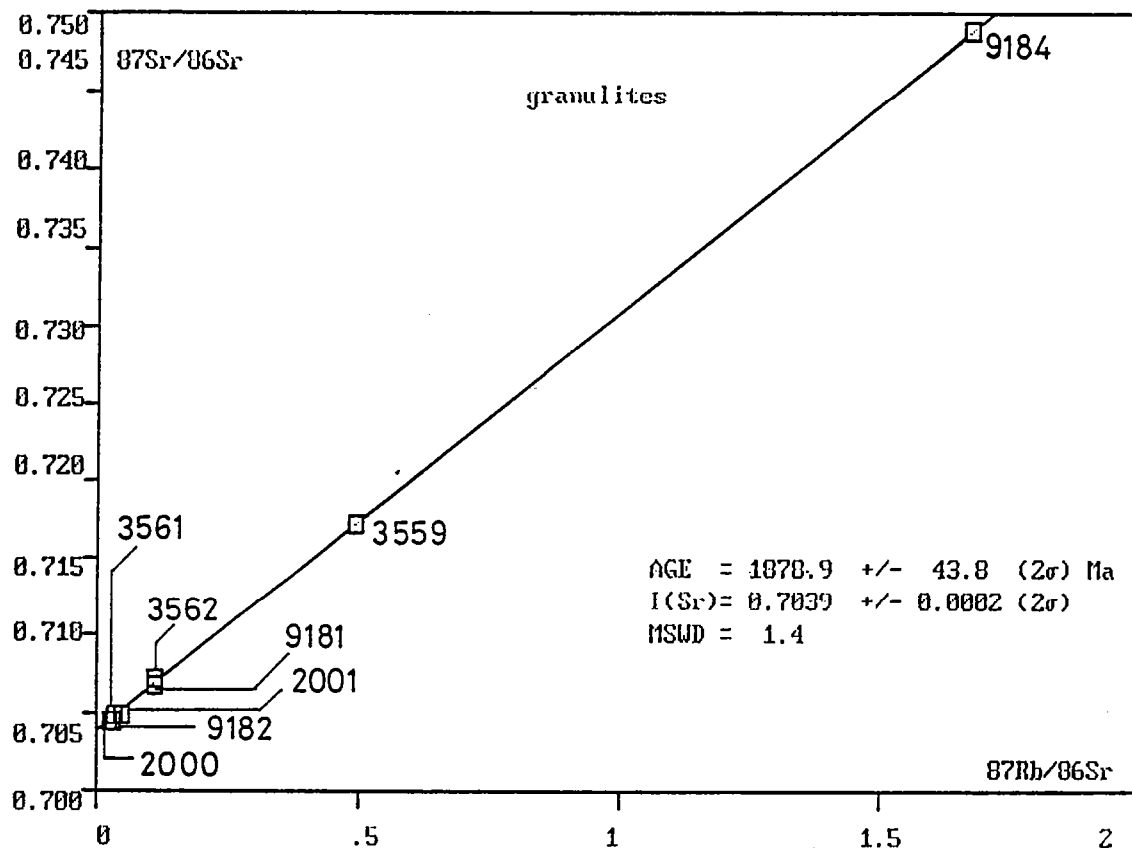


Fig. 18 : Diagramme isochrone Rb-Sr pour les huit points sélectionnés à partir de la Fig. 17.

Les roches ayant subi un métamorphisme de faciès granulite ont souvent été considérées comme étant appauvries notamment en K et Rb avec une perte préférentielle en Rb qui entraîne des rapports K/Rb élevés (Heier, 1973 ; Tarney and Windley, 1977). Cependant, cet appauvrissement n'est pas systématique dans les terrains de haut-grade métamorphique mais peut être aléatoire ou sélectif (Rollinson and Windley, 1980 ; Hansen et al., 1984). Le rapport moyen K/Rb pour la croûte supérieure est de 250 et pour la croûte continentale (inférieure + supérieure) de 280 (Taylor and McLennan, 1985). Les échantillons étudiés ont des rapports K/Rb extrêmement variables (200 à 2900) (Tableau 7), ils ne sont donc pas tous appauvris. Un cas semblable est décrit pour les granulites de Chine (Jahn and Zhang, 1984). Les échantillons à rapport K/Rb élevés sont ceux qui ont les rapports Rb/Sr les plus bas indiquant une perte préférentielle en Rb. Si l'on reporte les données dans un diagramme ϵ_{Sr} vs. ϵ_{Nd} (Fig. 19), tous les points représentatifs se trouvent dans le quadrant inférieur droit, c'est à dire avec $\epsilon_{Nd} < 0$ et $\epsilon_{Sr} > 0$ en opposition avec les granulites Lewisiennes ayant $\epsilon_{Sr} < 0$ (Carter et al., 1978 ; Hamilton et al., 1979). Seul l'échantillon 9183 (2,73 Ga en U-Pb sur zircons) a un ϵ_{Sr} négatif (et K/Rb = 2900). A 1,86 Ga l' ϵ_{Sr} de cet échantillon est toujours négatif. Cela implique sans doute que l'appauvrissement en Rb est plus ancien et qu'il pourrait traduire

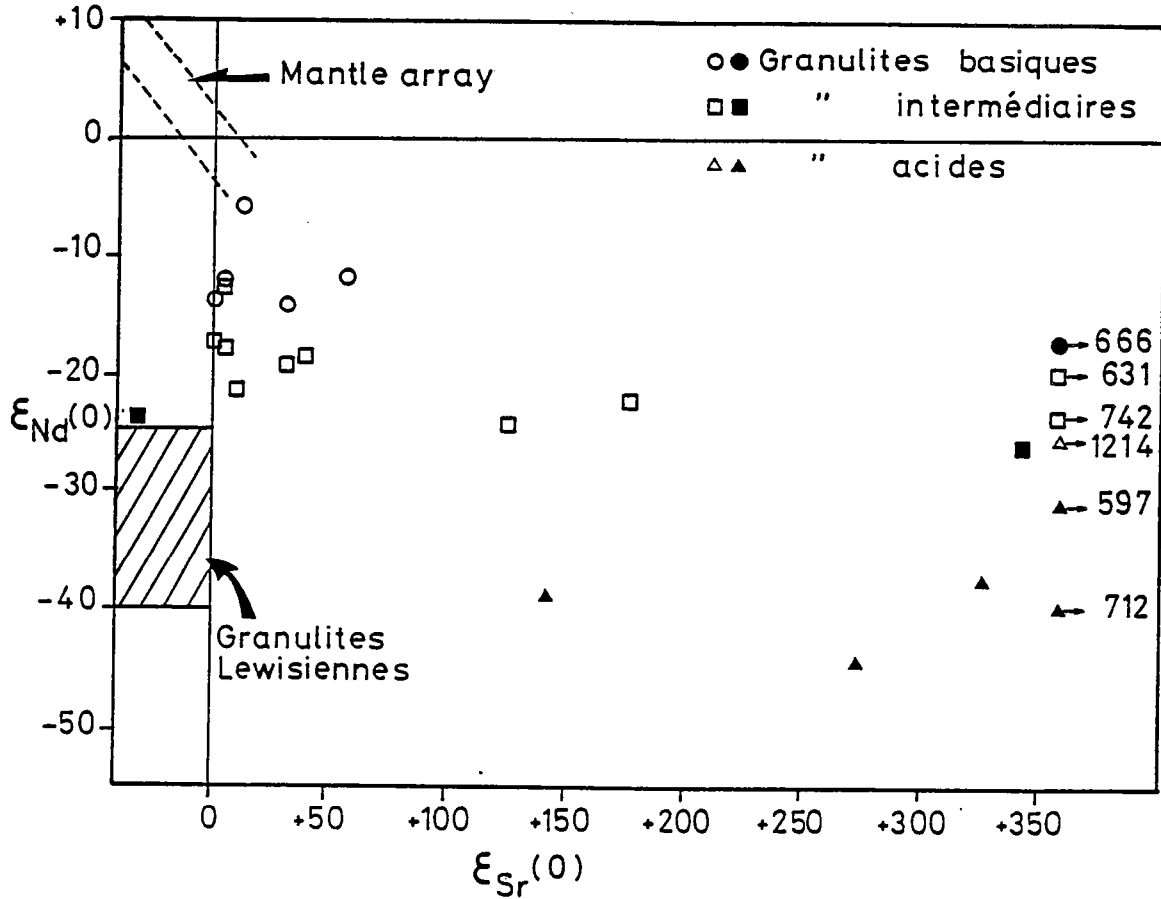


Fig. 19 : Diagramme $\epsilon_{Nd}(0)$ vs. $\epsilon_{Sr}(0)$ montrant la différence entre les granulites lewisiennes et celles du Golfe de Gascogne.

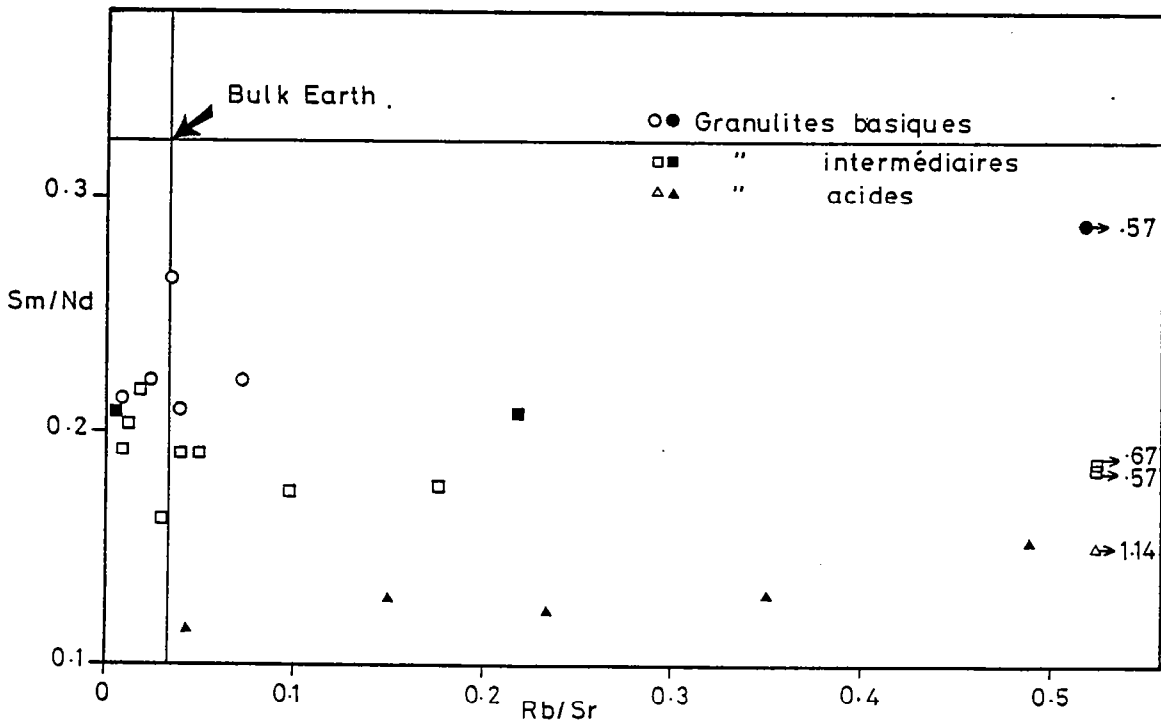


Fig. 20 : Diagramme Sm/Nd vs. Rb/Sr.

l'existence d'un métamorphisme granulitique à 2,73 Ga contemporain de la mise en place du magma parent de cet échantillon.

Les granulites de la marge nord-espagnole ont une position comparable à celle de la plupart des granulites (Ben Othman et al., 1984b), pouvant avoir des ϵ_{Sr} relativement élevés. La figure 20 (Rb/Sr vs. Sm/Nd) par comparaison avec la figure précédente montre que certains échantillons ont des rapports Rb/Sr inférieurs à la "Bulk Earth" et donc incompatibles avec leur $\epsilon_{Sr} > 0$. L'existence, pour des échantillons d'âge modèle néodyme Protérozoïque (2000, 2001, 2003, 9182), de rapports Rb/Sr bas (0,02 - 0,01) avec des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ supérieur à la "Bulk Earth" peut s'expliquer par une contamination avec du matériel ancien radiogénique. Cela pourrait également correspondre à un appauvrissement en Rb de matériel archéen lors du métamorphisme à 1,86 Ga. Cependant, cette dernière possibilité est incompatible avec les âges modèles Nd de ces échantillons, qui s'ils sont légèrement supérieurs à 1,86 Ga n'indiquent pas pour autant une origine archéenne véritable.

On voit donc qu'une homogénéisation totale du système isotopique Rb-Sr n'a pas eu lieu lors du métamorphisme granulitique à 1,86 Ga et que les échantillons n'ont pas tous subi une perte de Rb. Il en résulte un éparpillement des points analytiques dans le diagramme isochrone.

Cette dispersion est accentuée du fait de la présence d'échantillons d'âges variés, de deux métamorphismes possibles, mais peut-être également d'un non cogénéisme des échantillons de même âge et d'une contamination plus ou moins importante du matériel juvénile par les roches archéennes. Un autre argument pouvant aller dans le sens d'un mélange entre deux composants (2,7 et 1,8 Ga) est en fait qu'à 1,86 Ga, les $\epsilon_{Nd}(T)$ les plus négatifs correspondent aux $\epsilon_{Sr}(i)$ les plus élevés. Une perturbation ultérieure a également pu participer à cette dispersion. Une reprise varisque de certains échantillons de granulites a été observée (Groupe Cybère, 1984). Cette perturbation hercynienne pourrait expliquer les âges entre 1460 et 1660 Ma obtenus sur micas (Postaire, 1984), ces âges pouvant refléter un rajeunissement partiel des micas lors de cet événement secondaire.

V - Pb commun

Douze échantillons ont été analysés pour leur constitution isotopique du Pb commun (Tableau 9). Parmi ceux-ci se trouvent les 5 échantillons datés en U-Pb sur zircons. Les rapports isotopiques obtenus sont reportés dans un diagramme $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$. Tous les points (excepté un) se situent sous la courbe d'évolution du plomb de Stacey and Kramers (1975) (Fig. 21). Les teneurs en Pb et en U mesurées sur certains échantillons sont variables, les teneurs en U étant très basses (Tab. 9). Les rapports μ mesurés sont généralement faibles (< 6) indiquant une perte d'U lors du métamorphisme granulitique. Dans le diagramme $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. 22), seuls 4 points se situent largement au dessus de la courbe d'évolution du plomb, confirmant une perte préférentielle en uranium par

Echantillon	Age U-Pb		206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	Pb ppm	U ppm	μ mesuré
	Zircon Ga	ND DM Ga						
3560	2.76	3.10	12.593	13.969	32.228	19.03	0.1102	0.299
9183	2.73	2.97	13.711	14.615	33.509	-	-	-
2143	-	3.22	15.927	15.013	35.992	8.481	0.0155	2.13
2005	-	2.89	16.846	15.541	41.994	-	-	-
2144	-	2.64	16.421	15.302	39.630	12.015	1.147	5.97
2007	1.87	2.63	15.660	15.221	38.081	-	-	-
3561	-	2.39	16.031	15.281	35.051	9.162	0.2078	1.32
2008	1.83	2.36	16.936	15.412	39.097	-	-	-
9184	1.87	2.28	16.159	15.334	35.292	-	-	-
2142	-	2.27	15.943	15.308	35.346	-	-	-
3562	-	2.26	15.981	15.246	35.809	7.977	0.1769	1.30
2000	-	2.16	15.766	15.318	35.343	-	-	-

38

Tableau 9 : Résultats Pb commun pour douze échantillons de granulite du golfe de Gascogne.

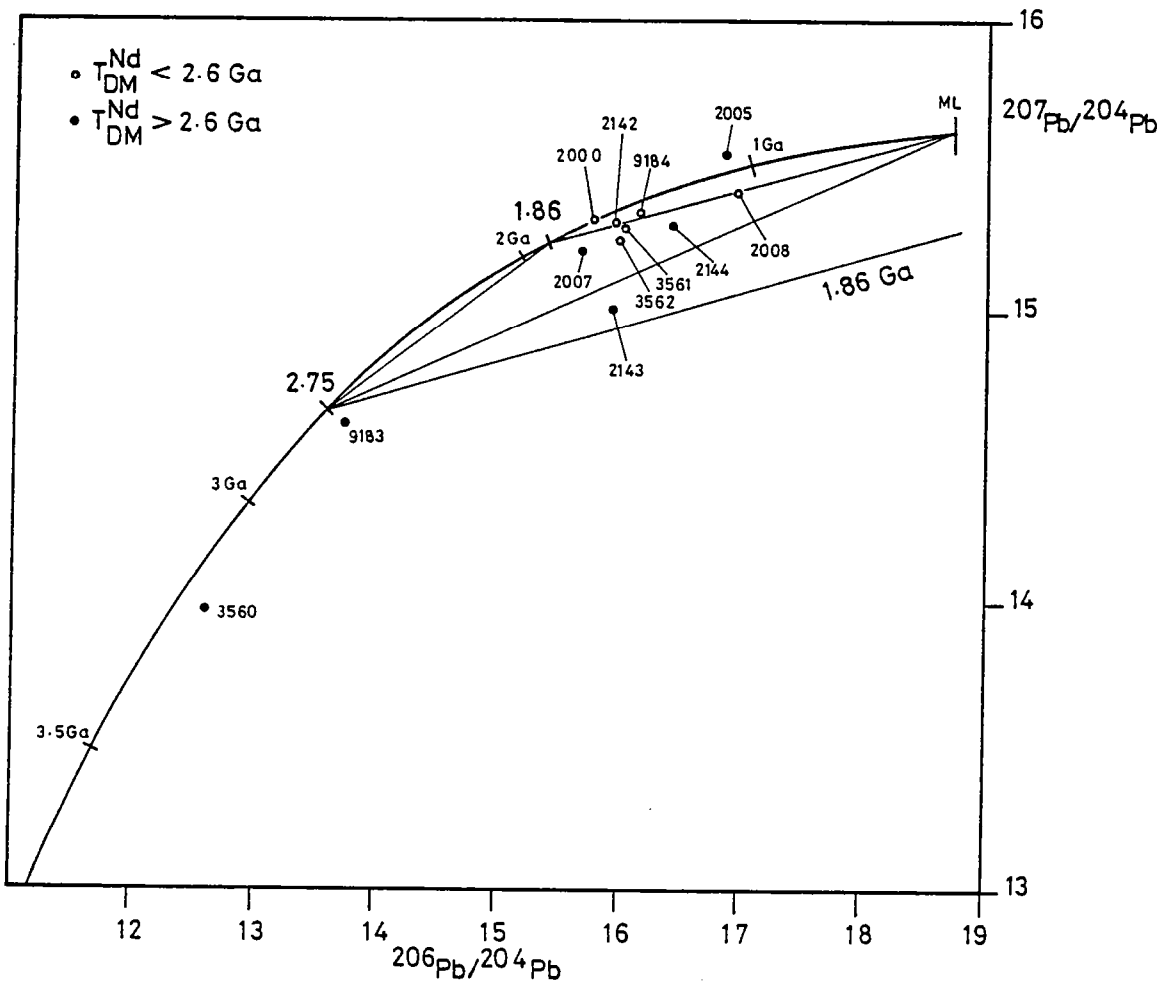


Fig. 21 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

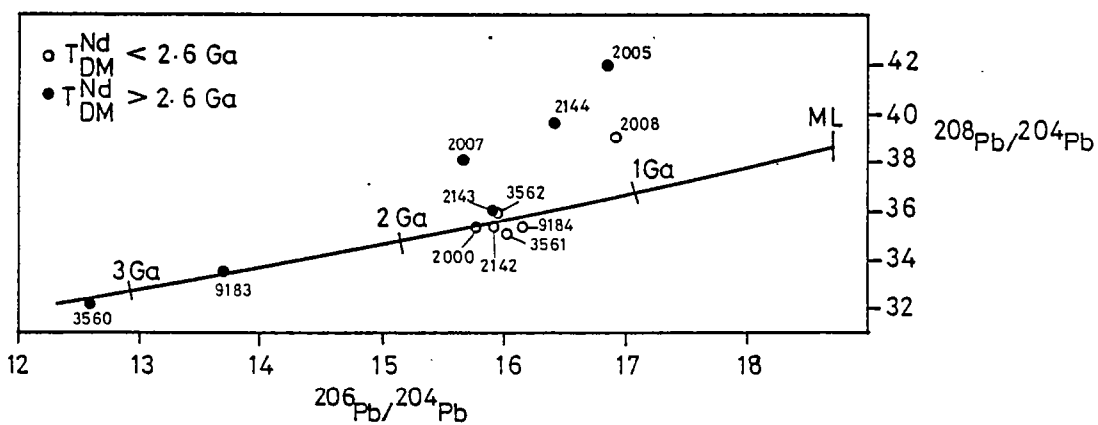


Fig. 22 : Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

rapport au thorium. Les autres points se trouvent au voisinage de cette courbe alors que l'appauvrissement en uranium est constaté dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 21). Cette position peut refléter une faiblesse initiale des teneurs en thorium. Dans la figure 21, les deux points représentatifs des échantillons archéens sont faiblement radiogéniques (surtout l'échantillon 3560) et étaient sans doute appauvris en U avant 1,86 Ga. L'échantillon 9183 se trouve à proximité de l'isochrone de référence à 2,75 Ga passant par le point représentatif du plomb moderne (ML) de Stacey and Kramers (1975) (Fig. 21). L'échantillon 3560 par contre est très en dessous de cette droite, cela pouvant indiquer une évolution ante-2,76 Ga avec un μ faible, ou bien, plus en accord avec l'origine sédimentaire supposée de l'échantillon, une mémoire ancienne. Cette mémoire ancienne est peut-être également confirmée en Nd puisque l'âge modèle de cet échantillon est de 3,1 Ga.

Les autres points se situent autour d'une droite de référence à 1,86 Ga mais avec un éparpillement assez important. Aucune relation isochrone n'est observée entre ces échantillons. Cette dispersion des points reflète une hétérogénéité de la composition isotopique initiale du Pb des granulites au moment de leur formation ou une modification de certains rapports μ sensiblement après la mise en place des magmas protérozoïque inférieur. L'hétérogénéité isotopique peut résulter encore une fois d'une contamination des magmas protérozoïque inférieur par du matériel archéen, les points analytiques se trouvant entre deux isochrones de référence à 1,87 Ga et une isochrone inférieure qui correspondrait à la refusion à 1,87 Ga d'un matériel archéen du type de l'échantillon 9183. Des cas de figures semblables ont été décrits pour des roches archéennes du Groenland (Taylor et al., 1980) et du Labrador (Schiotte et al., 1986). On remarque également, exception faite des échantillons archéens, que, en général, ce sont les échantillons ayant les âges modèles Néodyme les plus anciens qui dévient le plus de l'isochrone de référence à 1,86 Ga passant par le ML.

En conclusion bien qu'aucuns renseignements d'ordre géochronologique n'aient été obtenus par la méthode Pb-Pb, la position des points représentatifs des échantillons dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ laisse supposer la présence d'une mémoire ancienne pour les échantillons protérozoïque. L'hypothèse d'une contamination plus ou moins importante des magmas protérozoïque inférieur par du matériel archéen semble donc être étayée par les informations obtenues au niveau des différents systèmes isotopiques étudiés : U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr et Pb-Pb. Le caractère peu radiogénique des échantillons archéens (9183 et 3560), de même que leur position basse par rapport aux autres échantillons (Fig. 21) peut indiquer un métamorphisme granulitique à 2,7 Ga entraînant un fort appauvrissement en U. De plus, l'échantillon 3560 montre probablement une mémoire ancienne qui pourrait indiquer la participation d'un matériel d'âge antérieur à 3,0 Ga.

VI - Données Rb-Sr, Sm-Nd, et Terres Rares sur minéraux

Les données obtenues en U-Pb sur zircons ont montré l'existence de deux groupes d'âge distinct : Archéen et Protérozoïque inférieur. Cependant, au niveau des zircons provenant des échantillons archéens, aucune perturbation protérozoïque inférieure n'est observée. On peut donc se demander si ces échantillons ont effectivement subi le métamorphisme granulitique à 1,86 Ga ou bien s'ils ont eu une histoire totalement indépendante et n'ont subi qu'un métamorphisme de haut-grade à 2,7 Ga lors de leur mise en place.

Afin de trancher entre ces deux possibilités, une étude isotopique Rb-Sr et Sm-Nd sur des minéraux provenant de l'échantillon 9183 (2,73 Ga en U-Pb sur zircons) a été entreprise. Cette étude a porté sur les quatre phases minérales suivantes : grenat, clinopyroxène, plagioclase et ilménite. Les minéraux primaires de cet échantillon étaient le plagioclase, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et l'ilménite. Ensuite se sont développés autour des pyroxènes et de l'ilménite des couronnes de grenat, de l'amphibole, de la biotite et du quartz. Les plagioclases ont des bordures recristallisées avec des textures de recuit. Ces réactions se seraient développées par apport d'eau lors du passage du faciès granulite à orthopyroxène - plagioclase au faciès des granulites à hornblende (Groupe Cybère, 1984). On observe donc deux paragenèses granulitiques : la première dans le faciès des granulites à pyroxènes et la seconde, plus tardive, dans le faciès des granulites à hornblende. Seul cet échantillon archéen (9183) présente ces deux paragenèses, tous les autres montrant uniquement des paragenèses du faciès granulite à hornblende (Capdevila, comm. pers.). Ces dernières étant datées à 1,86 Ga, on peut penser que l'expression d'un métamorphisme du faciès granulite à hornblende dans les échantillons d'âge archéen est de même âge, bien que non indiqué par tous les traceurs utilisés jusqu'à présent.

VI-1 - Données Rb-Sr

Les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont très faiblement étalés, variant de 0,0024 pour le plagioclase à 0,2635 pour l'ilménite (Tab. 10). Le report des données dans un diagramme isochrone (Fig. 23) permet

Echantillon	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr
9183	1.58	368	0.0124	0.70229	± 2
Grenat	0.587	7.54	0.2255	0.70739	± 2
Clinopyroxene	0.174	20.25	0.0251	0.70228	± 4
Plagioclase	0.565	680	0.0024	0.70209	± 3
Ilménite	0.306	3.36	0.2635	0.70913	± 3

Tableau 10 : Analyses isotopique Rb-Sr des minéraux séparés de l'échantillon 9183.

l'obtention d'une isochrone à 1824 ± 188 Ma (MSWD = 3,6) avec un $I_{\text{Sr}} = 0,7019 \pm 4$. Cet alignement imparfait est imputable à une réhomogénéisation incomplète lors du métamorphisme ou à une

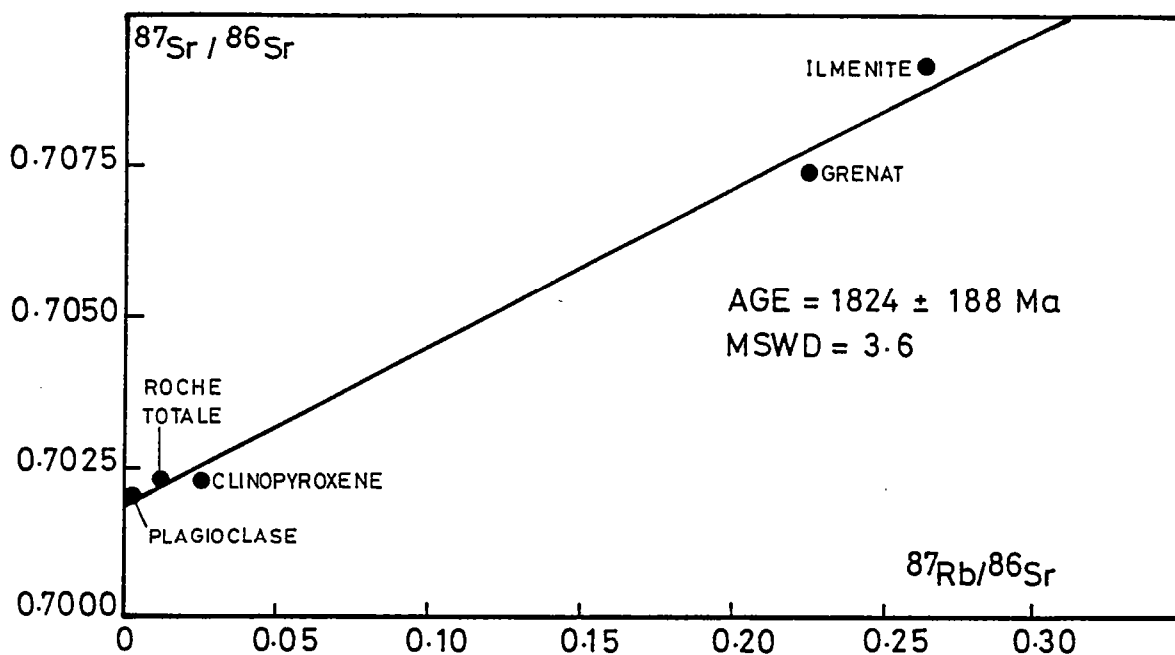


Fig. 23 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour la roche totale et les minéraux séparés de l'échantillon 9183.

perturbation ultérieure. Néanmoins, l'âge obtenu est compatible avec les données U-Pb sur zircons des autres échantillons qui indiquent le métamorphisme granulitique à 1,86 Ga. Il s'avère donc que l'échantillon archéen 9183 a subi un événement métamorphique à 1,86 Ga, événement n'affectant pas le système U-Pb mais marqué en Rb-Sr à l'échelle des minéraux. Les âges calculés sur deux points sont les suivants :

couple R.T. + grenat	: 1666 ± 165 Ma
couple R.T. + ilménite	: 1893 ± 142 Ma
couple clinopyroxène + grenat	: 1773 ± 175 Ma
couple clinopyroxène + ilménite	: 1995 ± 150 Ma
couple plagioclase + grenat	: 1653 ± 157 Ma
couple plagioclase + ilménite	: 1875 ± 136 Ma

De plus, une isochrone (MSWD = 0,08), calculée sur trois points (Roche totale, plagioclase et ilménite) donne un âge de 1882 ± 122 Ma.

Tous les minéraux ont donc été rajeunis au Protérozoïque inférieur vis à vis du système Rb-Sr. Les différences d'âge obtenues peuvent être dues soit à une réouverture préférentielle de certains minéraux lors d'un métamorphisme ultérieur, soit à des températures de blocage différentes pour la diffusion du Sr^* dans les divers minéraux.

VI-2 - Données Sm-Nd

Les mêmes minéraux ont été analysés par la méthode Sm-Nd et les données analytiques sont reportées dans le tableau 11. Dans un diagramme isochrone (Fig. 24), la position des points analytiques ne

Echantillon	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$ m
9183	0.1257	0.511421	14
Grenat	0.2166	0.512427	31
Clinopyroxene	0.1809	0.512130	24
Plagioclase	0.0549	0.510205	26
Ilménite	0.0986	0.510790	42

Tableau 11 : Analyses isotopique Sm-Nd des minéraux séparés de l'échantillon 9183.

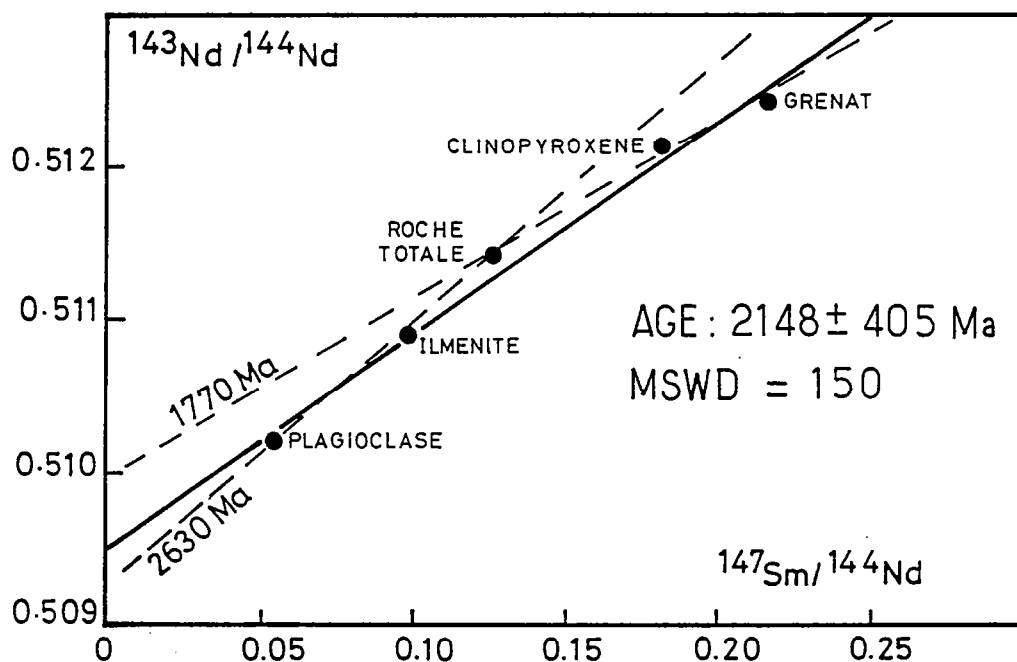


Fig. 24 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour la roche totale et les minéraux séparés de l'échantillon 9183.

permet pas l'obtention d'un alignement satisfaisant. On obtient une erreurchrone à 2148 ± 405 Ma avec un MSWD de 150 et un $I_{\text{Nd}} = 0,50955 (\pm 38)$. L'âge obtenu avec une erreur très large, se situe entre l'âge zircon (2,73 Ga) et l'âge du métamorphisme granulitique (1,86 Ga) donné par d'autres échantillons. Le réajustement isotopique du système Sm-Nd à l'échelle du minéral apparait donc complexe. Dans une étude Sm-Nd sur roches totales et minéraux séparés des anorthosites d'Adirondack, Ashwal and Wooden (1983) observent également une dispersion des points représentatifs des minéraux. Ils expliquent cela par le fait que seuls les grains de plagioclases et de pyroxènes impliqués dans les réactions de formation du grenat lors du métamorphisme granulitique, ont subi un rééquilibrage isotopique. Les plagioclases et pyroxènes

non impliqués dans cette réaction ont gardé leur âge ancien marquant la cristallisation du massif anorthositique. Si l'on calcule les âges sur couple roche totale-minéral, les résultats suivants sont obtenus :

couple R.T. + plagioclase	: 2604 ± 119 Ma
couple R.T. + clinopyroxène	: 1951 ± 153 Ma
couple R.T. + grenat	: 1683 ± 105 Ma

On remarque (Fig. 24) deux alignements imparfaits ; le premier à partir de la roche totale, du plagioclase et de l'ilménite autour de 2630 Ma, le second tenant en compte la roche totale, le clinopyroxène et le grenat autour de 1770 Ma.

Les minéraux ont subi des réajustements isotopiques variables. Le plagioclase et l'ilménite semblent avoir peu ressenti ce réajustement alors que le pyroxène est quasiment rééquilibré. Il faut pour cela que d'autres minéraux, non analysés, aient accepté le Nd*.

VI-3 - Terres Rares sur minéraux

Les teneurs des échantillons sont consignées dans le tableau 12. Les spectres correspondants, normalisés aux chondrites, sont représentés dans la figure 25. S'il apparaît que le spectre du plagioclase,

Echantillon	La ppm	Ce ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Dy ppm	Er ppm	Yb ppm	Lu ppm
9183	-	-	13.18	2.74	-	-	-	-	-	-
Grenat	6.73	14.15	7.06	2.53	1.33	4.59	4.91	2.99	3.32	0.535
Clinopyroxène	11.41	35.73	34.01	10.18	1.34	10.13	8.85	4.40	3.62	0.553
Plagioclase	11.00	15.90	4.23	0.384	0.644	0.195	0.736	0.0268	0.0189	0.0031
Ilménite	3.25	6.82	3.11	0.507	0.157	0.404	0.334	0.218	0.247	0.042

Tableau 12 : Teneurs en terres rares des minéraux séparés de l'échantillon 9183.

avec un rapport $(La/Yb)_N = 380$ très élevé et une anomalie positive marquée en Eu, est caractéristique de ce minéral, il est tout aussi évident que le spectre obtenu pour le grenat ne l'est pas. Les grenats sont en général fortement appauvris en Terres rares légères avec un rapport Sm/Nd élevé. Une comparaison de ces spectres avec ceux obtenus par Pride and Muecke (1983) (Fig. 26) sur les minéraux des granulites de Scourie est possible. Bien que les échantillons d'où proviennent les minéraux aient des compositions allant de l'acide à l'ultrabasique, les spectres de terres rares pour chaque minéral montrent seulement une légère variation, leur allure restant sensiblement la même. L'allure des spectres obtenus ici pour le plagioclase ainsi que pour le clinopyroxène sont comparables avec ceux de Scourie. Le spectre du grenat pour l'échantillon 9183 par contre n'est pas du tout comparable aux spectres obtenus pour les granulites de Scourie. Les spectres du grenat pour les granulites de Scourie sont très appauvris en Terres rares légères et

montrent un enrichissement linéaire en Terres rares lourdes (Fig. 26d). Les grenats séparés de l'échantillon

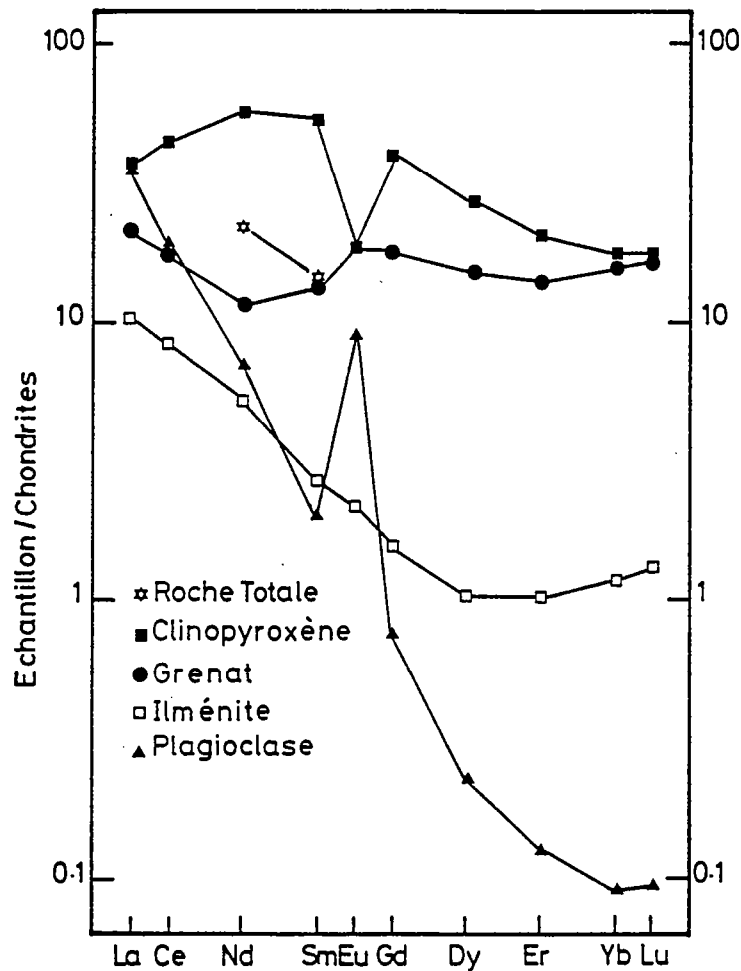


Fig. 25 : Spectres de terres rares des minéraux séparés de l'échantillon 9183.

9183 n'ont aucun de ces caractères. Ils ont une forme concave pour les Terres rares lourdes et les Terres rares légères ainsi qu'une légère anomalie positive en Eu. La comparaison ne peut être totale que si l'on connaît les coefficients de partage. Cependant, les coefficients de partage obtenus sur grenat sont généralement très supérieurs pour les terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères (Henderson, 1984) entraînant cette allure caractéristique comparable à celle des grenats des granulites de Scourie. On remarque que le spectre du grenat est intermédiaire entre les spectres obtenus sur le clinopyroxène et l'ilménite (Fig. 25). Si cette réaction a lieu en système clos, on obtient un spectre de mélange.

Cette étude des terres rares sur minéraux suggère l'absence d'équilibre chimique et donc vraisemblablement l'absence d'équilibre isotopique entre ces minéraux.

En conclusion, l'échantillon archéen étudié a subi un événement métamorphique aux alentours de 1,8 Ga, événement correspondant au métamorphisme granulitique enregistré par d'autres échantillons. Cet

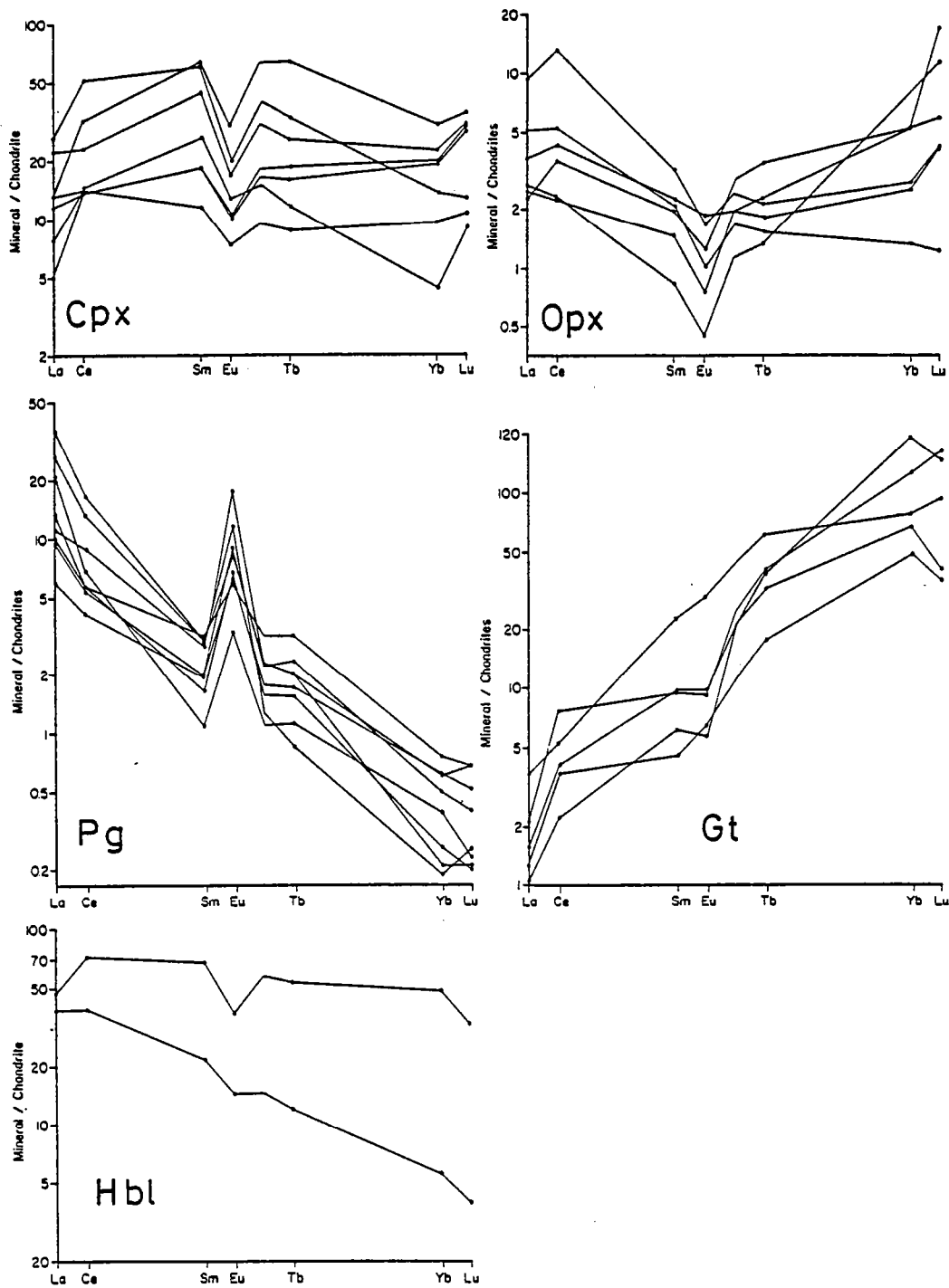


Fig. 26 : Spectres de terres rares de minéraux des granulites de Scourie (d'après Pride and Muecke, 1981). La composition des roches varie de l'ultrabasique à l'acide sans qu'il y ait une grosse variation dans les spectres.

événement est marqué, au niveau des minéraux analysés, pour le système Rb-Sr. Par contre, en ce qui concerne les terres rares, on remarque qu'il n'y a pas eu d'équilibre géochimique global entre les minéraux. Ceci explique l'absence de résultats en Nd, l'équilibre isotopique n'ayant par conséquent pas été atteint. Que les zircons n'aient pas enregistré cet événement peut s'expliquer par la cristallisation autour des zircons archéens magmatiques de zircons métamorphiques lors d'un premier métamorphisme de haut-grade sub-contemporain de la mise en place de la roche, ces recristallisations forment un bouclier empêchant toute perte de plomb ultérieure par diffusion. Une explication plus vraisemblable est que, la teneur en U des zircons étant faible, le réseau cristallin est peu endommagé et ne va pas s'ouvrir lors du métamorphisme. Le comportement des zircons lors d'un métamorphisme de haut-grade n'est de toute façon pas clair, certains zircons s'ouvrant lors du métamorphisme, d'autres restant clos (Paquette, 1987 ; Black, 1988).

L'isochrone obtenue en Rb-Sr date donc la seconde paragenèse granulitique correspondant au faciès des granulites à hornblende. La première paragenèse à pyroxène est sans doute celle qui a été datée en U-Pb sur zircons à 2,7 Ga. Cela confirme la présence de deux métamorphismes de faciès granulite, le premier étant synchrone de la mise en place de magmas (échantillon 9183) à l'archéen.

VII - Comparaison avec d'autres granulites européennes

VII-1 - Les roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne

La répartition des principaux affleurements des granulites et des roches associées dans la chaîne hercynienne médio-européenne est indiquée dans la figure 27. Une compilation des données existantes sur ces roches (Pin and Vielzeuf, 1983) a mis en évidence deux groupes d'âge et de localisation distincts. Le premier groupe correspond à des granulites incluses dans des nappes varisques, souvent associées à des éclogites et d'âge de métamorphisme aux alentours de 450-400 Ma. De nouvelles données géochronologiques confirment cet âge (Bernard-Griffiths et al., 1985 ; Paquette et al., 1985 ; Paquette et al. 1987 ; Paquette, 1987). Le second groupe a pour âge de métamorphisme environ 300 Ma et inclut notamment les xénolites remontés dans les volcans néogènes. Les caractéristiques de ces deux groupes sont reportées dans le tableau 13. Des données sensiblement différentes proviennent des formations de haute pression du Cap Ortegal (Peucat et al., en préparation). Un premier événement de magmatisme, éclogitisation ou granulitisation dans un contexte de marge active est daté à 480 Ma, plus ancien que ceux reconnus par Pin and Vielzeuf (1983). Une seconde génération de granulites se développe dans un environnement continental en relation avec un épaissement crustal qui correspond à la fermeture d'un bassin arrière arc à 420 Ma.

Les granulites de la marge nord-espagnole sont donc, jusqu'à présent, un cas unique dans la chaîne hercynienne montrant un métamorphisme de haut grade d'âge Protérozoïque inférieur voire Archéen. Il

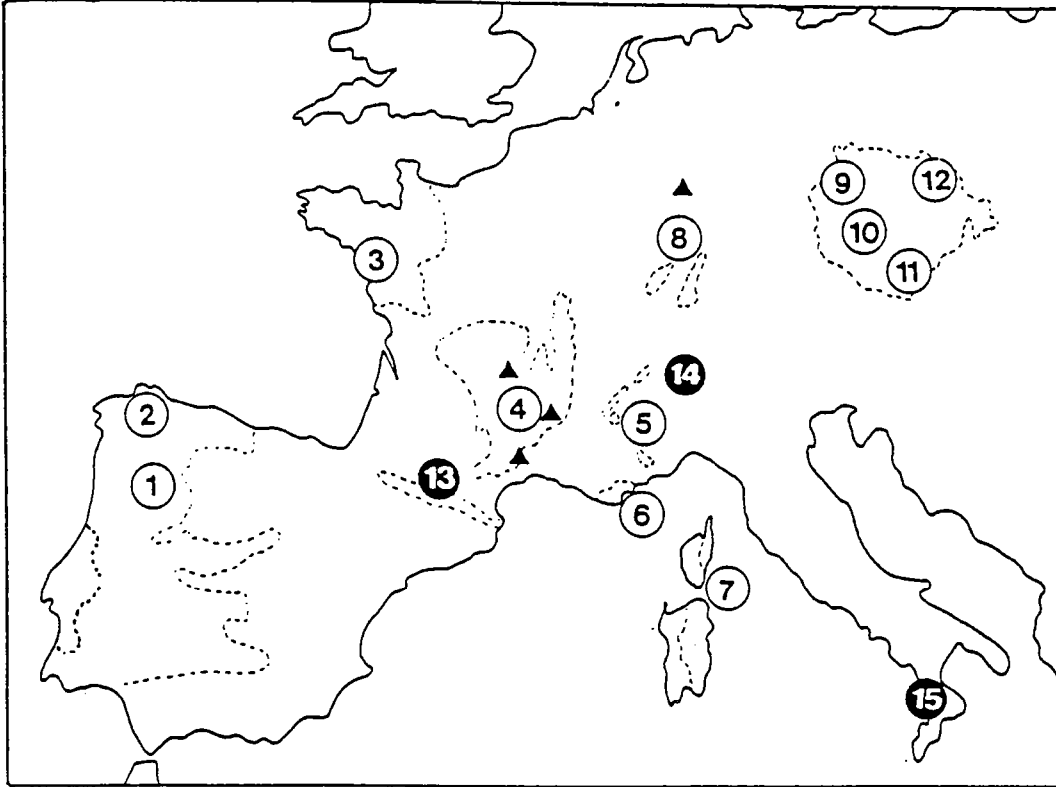


Fig. 27 : Principaux affleurements du socle varisque d'Europe Centrale (lignes pointillées) avec les pointements de granulites (d'après Pin, and Vielzeuf, 1983).

Groupe I (cercles vides) = 1 : complexes Bragança-Morais du nord du Portugal ; 2 : complexes de la Galice de l'ouest ; 3 : Bretagne sud ; 4 : Massif Central ; 5 : massifs cristallins externes des Alpes de l'ouest ; 6 : massif des Maures ; 7 : bloc Corso-Sardec ; 8 : massif des Vosges-Schwarzwald ; 9 : Saxe ; 10 : Bohême ; 11 : Basse Autriche ; 12 : Sudètes polonaises.

Groupe II (cercles pleins) = 13 : zone nord-pyrénéenne ; 14 : zone d'Ivrée ; 15 : Calabre du sud ; triangles = xénolithes remontés dans les volcans cénozoïques (Massif Central, Eifel).

Summary of the distinctive features among Group I and Group II granulites

General context	Group I Scattered granulitic bodies occurring within early thrust nappes of the internal zones of the Variscan orogeny	Group II Granulitic slices wedged in Alpine lineaments and xenoliths in neogene volcanics
Structural relationships	Synkinematic granulitic metamorphism Dynamic retrogression resulting in boudins embedded in amphibolite-facies terrains	Granuloblastic textures indicating a rather late granulitic recrystallisation Static retrogression
Petrography	HP granulite-facies (kyanite in metapelites. Cpx-Gt-Qz association in mafic rocks) Eclogites and Gt-peridotites Low T/P gradient No pronounced restitic character	Low to intermediate pressure granulite facies (sillimanite and primary cordierite in metapelites. Opx-Pl association in mafic rocks); mafic stratified complexes No eclogite; no Gt-peridotite High T/P gradient Marked LILE depletion in relation to removal of granitic melts
Age	Granulitic climax at 430 ± 20 Ma More or less continuous retrogressive evolution until ca. 330 Ma	Granulite facies event at 300 ± 20 Ma

Tableau 13 : Synthèse des différentes caractéristiques des granulites des Goupes I et II (d'après Pin and Vietzeuf, 1983).

existe peu de données isotopiques sur les granulites hercyniennes. Des xénolithes granulitiques du Massif Central (Downes and Leyreloup, 1986), du Massif de l'Eifel (Stosch and Lugmair, 1984) ainsi que des granulites de la zone d'Ivrée et du Massif Central (Ben Othman et al., 1984b) ont été étudiés en Sm-Nd. Les âges modèles obtenus s'étalent entre 800 et 2000 Ma et les valeurs $\epsilon_{Nd}(0)$ varient entre + 1 et - 12. Les âges modèles plus anciens et les $\epsilon_{Nd}(0)$ plus négatifs pour les granulites nord-espagnoles confirment la particularité de ces échantillons. L'âge de cristallisation des xénolithes granulitiques remontés par les volcans n'est pas connu mais n'est sans doute pas Protérozoïque inférieur.

VII-2 - Les granulites Lewisiennes

Le complexe lewisien d'Ecosse fait partie des terrains granulitiques les mieux étudiés. Les données géochronologiques indiquent un âge de métamorphisme granulitique à 2,7 Ga (Pidgeon and Aftalion, 1972 ; Pidgeon and Bowes, 1972 ; Moorbath et al., 1975) s'appliquant sur des roches extraites du manteau il y a environ 2,9 Ma (Hamilton et al., 1979 ; Whitehouse and Moorbath, 1986). Différents épisodes de magmatisme et de métamorphisme se sont ensuite succédés, s'échelonnant de 2,6 à 1,4 - 1,0 Ga (Tab. 14). Ces granulites sont caractérisées par un fort appauvrissement en éléments LIL (Large Ion

Ma	
2900	Formation of early Scourian supracrustal metasediments and mafic-ultramafic rocks and incorporation into developing tonalitic plutonic complex with associated strong horizontal thrusting and deformation
2700	Main Badcallian high-grade granulite-facies metamorphism affecting deeper parts of Lewisian crust
2600?	Initiation of Inverian shear zones associated with uplift and segmentation of Archaean blocks
2500	Late Badcallian (post-Badcallian) biotite pegmatites
2400	Emplacement of Scourie dolerites and norites, and later (?2200 Ma) olivine gabbros and picrites. Continuing retrogression of the granulites and intermittent movement on shear zones
1900?	Early Laxfordian deformation and high-grade metamorphism
1800	Early Laxfordian migmatization and emplacement of granites and muscovite pegmatites
1600-1400	Late Laxfordian deformation and retrogressive metamorphism
1400-1000?	Late- or post-Laxfordian brittle folds and crush-belts

Tableau 14 : Les grands traits de la géochronologie lewisienne (d'après Park and Tarney, 1987).

Lithophile) et par le champ particulier qu'elles occupent dans un diagramme ϵ_{Nd} vs. ϵ_{Sr} ($\epsilon_{Nd}(0) < 0$ et $\epsilon_{Sr}(0) < 0$). Les données obtenues sur les granulites du Golfe de Gascogne, tant au point de vue géochronologique, qu'en géochimie isotopique (Fig. 19) démontrent l'absence d'affinités avec les granulites Lewisiennes.

VIII - Comparaison avec le craton ouest-africain

D'après les résultats obtenus sur les granulites du Golfe de Gascogne, il semble qu'aucun événement magmatique ou métamorphique intense ne se soit produit entre 2,7 Ga et 1,8 Ga, ni après 1,7 Ga (cette vacuité pouvant être due au faible nombre de données). Dans le bouclier nord-atlantique ("North Atlantic Shield"), de nombreux réseaux de dykes se mettent en place pendant la période 2500-1800 Ma. De plus, la période 1700-1000 Ma se caractérise par la mise en place de nombreux magmas dans toute cette province Nord-Atlantique. Cette activité se termine par l'orogène grenvillien (1000-900 Ma) (Windley, 1984).

Par les âges obtenus sur micas (1660-1460 Ma), on peut se demander si toutefois il n'existe pas un lien avec le bouclier nord-atlantique. Des âges semblables sont aussi présent dans l'anti-atlas marocain (Charlot, 1976). Cet auteur émet alors l'hypothèse que le Maroc pourrait représenter un relai entre le bouclier ouest-africain et le bouclier nord-atlantique, faisant également référence aux âges obtenus sur les micas du Golfe de Gascogne. Cependant aucune nouvelle donnée n'est venue étayer cette hypothèse, tant dans le Golfe de Gascogne qu'en Bretagne nord où des terrains protérozoïques affleurent.

Le craton ouest-africain (Fig. 28) est, par contre, stable depuis l'événement tectonométamorphique éburnéen ($\approx 1,8$ Ga) (Bessoles, 1977 ; Cahen et al., 1984). Il est bordé au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest par les chaînes pan-africaines (≈ 600 Ma) (Charlot, 1976 ; Black, 1980) et à l'Ouest par les Mauritanides hercyniennes (Fig. 28). L'événement tectonométamorphique libérien affectant également le craton est daté aux environs de 2,75 Ga (Cahen et al., 1984).

Malgré le peu de données existantes, un parallèle peut être effectué entre les âges obtenus sur les granulites nord-espagnoles et le craton ouest-africain. Dans le chapitre II.1, ce parallèle est déjà présenté, les données géochronologiques obtenues dans ce travail allant dans le sens des données paléomagnétiques, c'est-à-dire l'appartenance, au moins pendant le Précambrien terminal, du micro-continent armoricain au continent ouest africain. Cette affinité africaine probable a déjà été soulignée par Auvray (1979) et Cogné et Wright (1980), elle est ici renforcée.

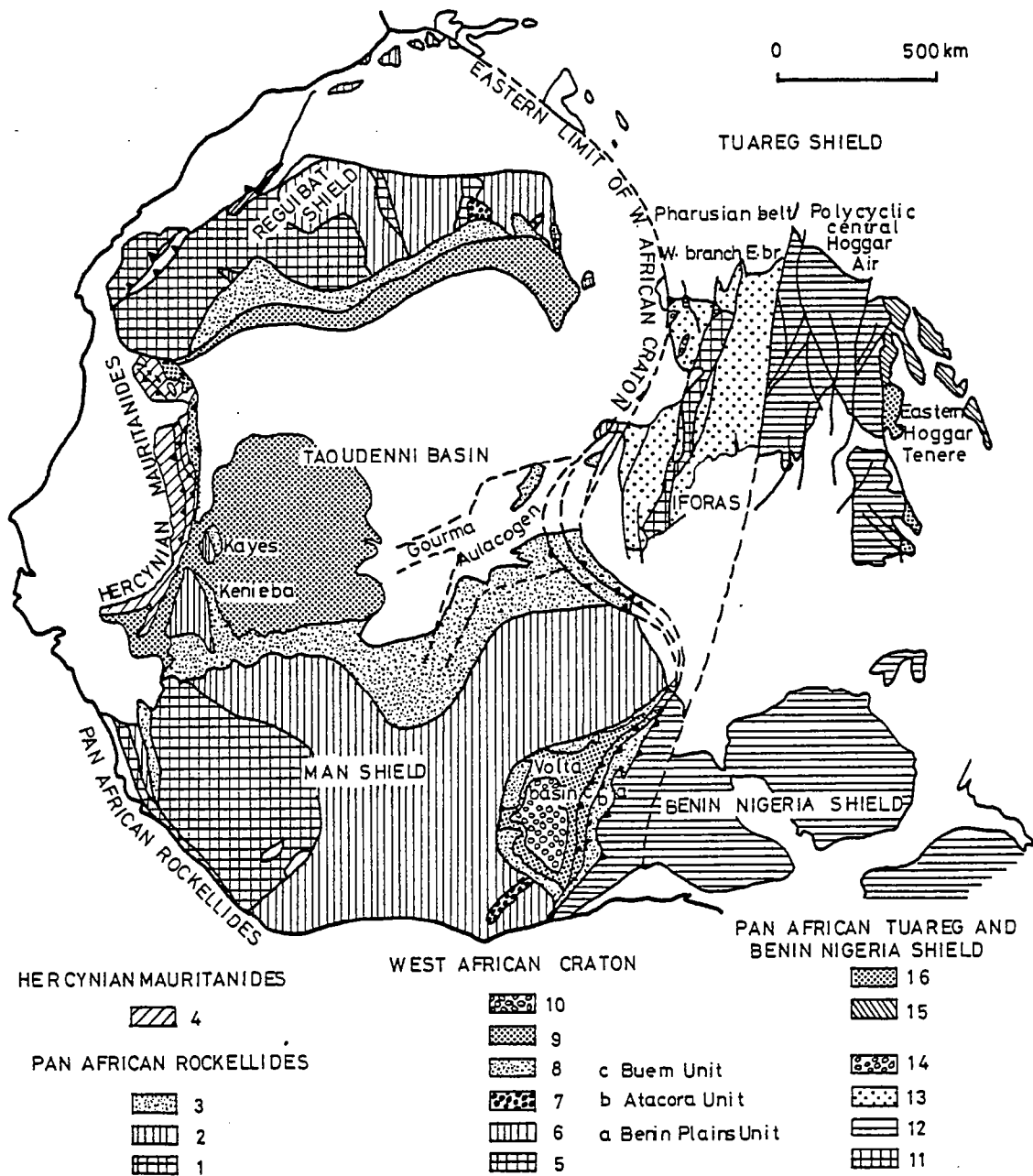


Fig. 28 : Carte schématique des principales unités précambriennes d'Afrique de l'ouest (d'après Black, 1980).

1 : Archéen (groupe de Kasila) ; 2 : Protérozoïque inférieur (groupe de Marampa) ; 3 : Protérozoïque supérieur (groupe de Rockell) ; 4 : Précambrien métamorphique Indifférencié et Paléozoïque inférieur ; 5 : Archéen ; 6 : Protérozoïque inférieur (Birimien) ; 7 : Protérozoïque moyen (Tarkwaïen, groupe de Gueld el Hadid) ; 8 : Protérozoïque supérieur (supergroupe 1) ; 9 : Vendlien-Cambrien (supergroupe 2) ; 10 : Cambrien (groupe d'Obosum) ; 11 : Archéen ; 12 : socle polycyclique, principalement Protérozoïque inférieur ; 13 : formations volcano-détritiques Protérozoïque supérieur (Pharusien) ; 14 : Cambrien ; 15 : Précambrien indifférencié apparemment stabilisé autour de 730 Ma ; 16 : Vendlien (groupe de Tiririne).

IX - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne

Jusqu'à présent, dans la chaîne hercynienne, la plus grande partie des âges obtenus sont paléozoïques (Hercynien ou Calédonien) ou précambrien tardif (Cadomien). Les seules roches plus anciennes étaient localisées dans le Nord du Massif armoricain et dans les îles anglo-normandes, et datées entre 2,2 Ga et 1,8 Ga (Calvez and Vidal, 1978 ; Auvray et al., 1980 ; Piton, 1985). Jamais cependant de roches archéennes n'avaient été trouvées.

De nombreuses études U-Pb sur zircons ont fourni, en intercept haut, des âges archéens à Protérozoïque inférieur sur roches ignées, âges interprétés comme reflétant un recyclage crustal. C'est le cas notamment de la partie ouest de la Galice (et donc très proche des affleurements de granulites), où des âges allant de 2,0 Ga à 3,0 Ga ont été obtenus (Kuijper et al., 1982 ; Peucat et al., en préparation) mais aussi dans les éclogites de la chaîne hercynienne (Paquette, 1987). Sédiments et métasédiments d'Europe de l'Ouest contiennent également des zircons détritiques d'âge Protérozoïque inférieur à Archéen (Gebauer and Grünenfelder, 1976 ; Gebauer and Grünenfelder, 1977 ; Vidal et al., 1981 ; Todt and Büsch, 1981 ; Peucat, 1983, 1988 ; Bonjour et al., 1988 ...). Les âges procurés par ces zircons ne sont pas forcément la preuve de l'existence d'un protolithe archéen, mais peuvent avoir subi plusieurs cycles sédimentaires. Les âges modèles Sm-Nd de granites hercyniens ou de sédiments phanérozoïques européens indiquent aussi un recyclage de matériel ancien dans la chaîne hercynienne (Michard et al., 1985 ; Liew and Hofmann, 1988). Il en est de même pour les données isotopiques Pb commun (Wedepohl et al., 1978 ; Kober and Lippolt, 1985). Enfin, la possibilité d'analyses U-Th-Pb in situ sur les coeurs et les bordures de monocristaux de zircons grâce à la microsonde ionique (SHRIMP) a permis l'obtention d'âge archéens et protérozoïque inférieur précis (Grünenfelder et al., 1984 ; Gebauer et al., 1988 ; Kröner et al., 1988).

X - Conclusion à la première partie

Cette étude sur les granulites immergées du Golfe de Gascogne a montré pour la première fois, l'existence de lambeaux de croûte archéenne au sein de roches métamorphiques de haut-grade d'âge protérozoïque inférieur préservées au sein de la chaîne hercynienne ouest-européenne.

Les âges archéens obtenus sont précis et la sub-concordance des points près de l'intercept supérieur ne peut s'expliquer par un héritage de zircons archéens dans un magma plus jeune. Il s'agit donc soit de l'âge du protolithe soit d'un métamorphisme HP-HT contemporain. L'hypothèse d'un métamorphisme granulitique archéen, contemporain de la mise en place de magmas et s'appliquant également à des sédiments, est argumentée par les résultats isotopiques Rb-Sr et Pb-Pb qui montrent un appauvrissement très ancien, antérieur à 1,8 Ga. Elle est également renforcée par l'étude sur minéraux en Rb-Sr qui a permis de dater le second métamorphisme de faciès granulite à hornblende à 1,8 Ga, le premier métamorphisme enregistré par cet échantillon étant vraisemblablement archéen.

Les échantillons d'âge protérozoïque inférieur sont plus ou moins fortement contaminés par du matériel plus ancien comme le montrent les différents systèmes étudiés : Sm-Nd, Rb-Sr et Pb-Pb. Le contaminant est possiblement représenté par les granulites archéennes. Ce recyclage ne permet pas l'obtention d'isochrones en Sm-Nd, Rb-Sr ou Pb-Pb, les points étant dispersés. Cependant, sur la base des données isotopiques, un "tri" peut être effectué et les roches les moins contaminées et d'origine non sédimentaires fournissent alors en Sm-Nd et Rb-Sr des âges compatibles avec les données U-Pb sur zircons. Ce "tri" peut paraître arbitraire, mais en l'absence de données pétrographiques et structurales, il représente le seul moyen pour sélectionner les échantillons.

Si les échantillons archéens n'ont pas enregistré, au niveau des zircons, l'événement à 1,8 Ga, à l'échelle du minéral par contre cette perturbation est ressentie.

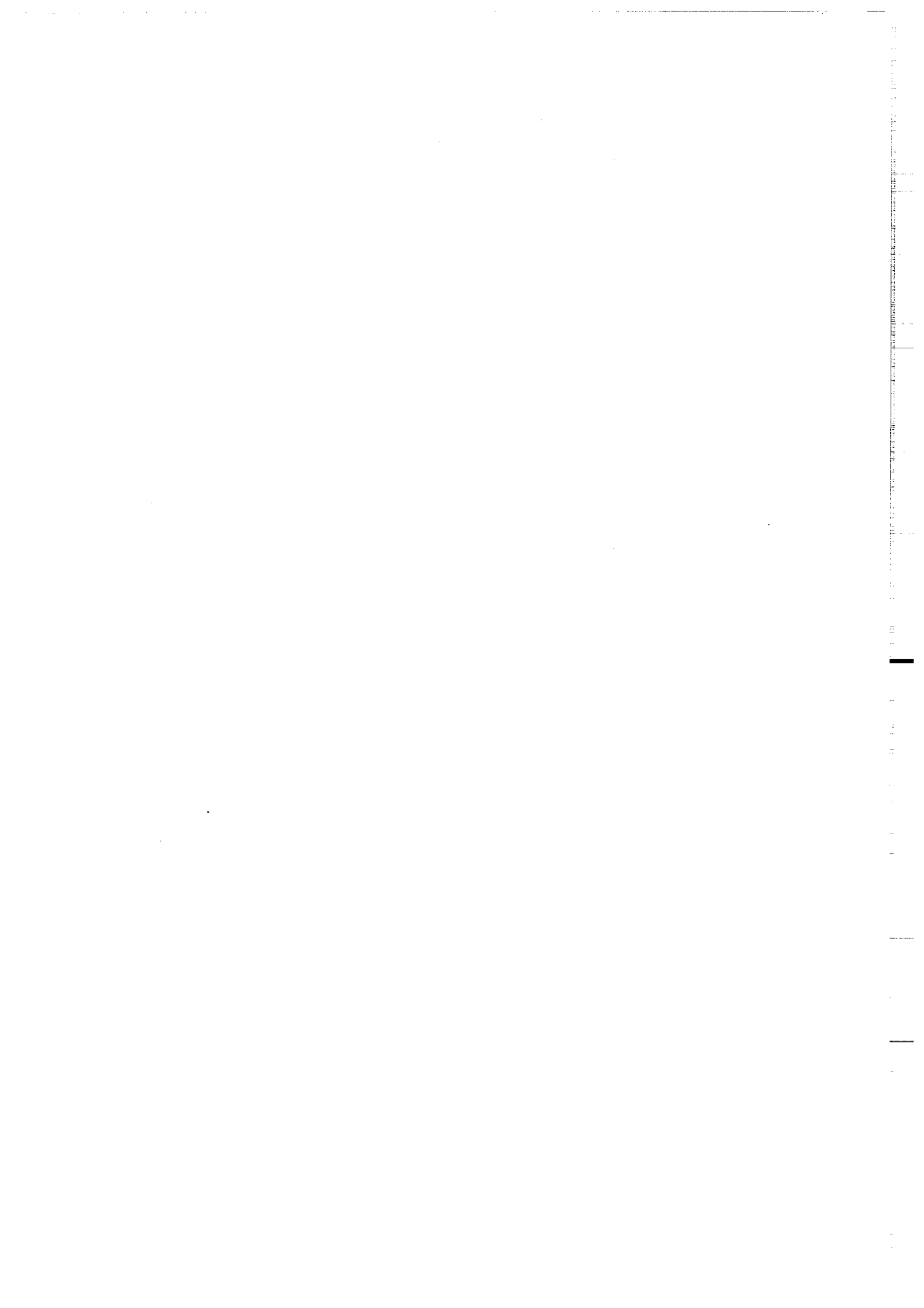
De nombreuses études ont mises en évidence des phénomènes de contamination relativement important dès le Protérozoïque inférieur par de l'Archéen (Nelson and De Paolo, 1984 ; Patchett and Kouvo, 1986 ; Chauvel et al., 1987), ce processus apparaît donc fréquent au Protérozoïque. Les échantillons archéens semblent également recycler du matériel plus ancien, malgré le peu de données dont nous disposons. Bien que plus rare, le recyclage crustal dès l'Archéen existe, comme l'ont prouvé différents travaux (De Paolo and Wasserburg, 1979 ; Taylor et al., 1980 ; Taylor et al., 1984 ; Hegner et al., 1984 ; Compston et al., 1986).

Une étude géologique pluridisciplinaire (pétrologie, structurale, métamorphisme, géophysique) s'avère maintenant indispensable pour pousser plus loin l'investigation. La connaissance des mécanismes de formation de ces roches permettrait de mieux cerner leur importance lors de la construction de la croûte continentale hercynienne. Malheureusement, la faible quantité des échantillons et l'accessibilité difficile aux affleurements, rendent délicate toute généralisation tant que l'étendue et le mode d'affleurement des granulites n'est pas précisément connu.

L'un des points les plus importants qu'il faille souligner, est la mise en évidence, pour la première fois dans la chaîne hercynienne, de l'existence de reliques archéennes datées à 2,73-2,76 Ga, pouvant elles-mêmes contenir une mémoire plus ancienne.

II^{ème} PARTIE

Géochronologie U-Pb sur zircons du Cadomien



I- Introduction

Depuis plus d'un siècle, les terrains précambriens du nord du massif armoricain (Domnonée, Mancellia (Cogné, 1974)) ont été l'objet de nombreuses études (Puillon-Boblaye, 1827 ; Dufresnoy et Elie de Beaumont, 1841 ; Barrois, 1897, 1930..; Milon, 1928...). Des travaux synthétiques (Graindor, 1957 ; Cogné, 1962, 1972 ; Cogné et Wright, 1980) aboutissent à une structuration biphasée du cycle cadomien (Protérozoïque supérieur), la coupure entre un Briovérien inférieur polyphasé (Cadomien I) et un Briovérien supérieur monophasé (Cadomien II) étant définie en baie de Saint Brieuc.

La divergence la plus importante à la suite de travaux récents (Rabu et al., 1983a, 1983b, Balé et Brun, 1983 ; Balé 1986) concerne le polyphasage du cycle cadomien. Il s'avère en fait que les séries de la baie de Saint-Brieuc constituent une unité structurale.

L'orogène cadomien est interprété en terme de tectonique des plaques sur des bases magmatiques et géophysiques (Lefort, 1975 ; Wright, 1977 ; Auvray, 1979). Il résulterait de la subduction du plancher océanique de l'océan de la Manche sous une marge active d'âge protérozoïque inférieur (1,8 - 2,2 Ga ; Adams 1967, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray et al., 1980; Piton 1985). Les phases magmatiques, métamorphiques et tectoniques qui en découlent sont datées aux alentours de 600 Ma.

Cette répartition des âges obtenus : 2,2 - 1,8 et 0,6 Ga ainsi que des arguments paléomagnétiques (Hagstrum et al., 1980; Perigo et al., 1983 ; Perroud et al., 1984) suggèrent l'appartenance de la plaque Armorica (Van der Voo, 1979) au proto-gondwana (Fig. 29).

Le but de ce travail sur la chaîne cadomienne a été d'obtenir, par la méthode U-Pb sur zircons, des âges précis permettant de définir les principales périodes de magmatisme et de métamorphisme, ce qui n'a pu être fait de façon fine par la méthode Rb-Sr.

Grâce à ces résultats, les limites chronologiques de l'évolution cadomienne sont obtenues ainsi que les grandes étapes de cette évolution. Ils permettent également de mieux définir les différentes époques de sédimentation du Briovérien. Les contraintes temporelles nécessaires à l'établissement de modèles géodynamiques proposés grâce aux études structurales, pétrographiques et sédimentaires sont ainsi disponibles.

Les résultats de cette étude seront présentés par l'intermédiaire de deux articles, le premier traitant essentiellement de données géochronologiques, et le second s'intéressant plus particulièrement à leur application pour les délimitations stratigraphiques du Briovérien.

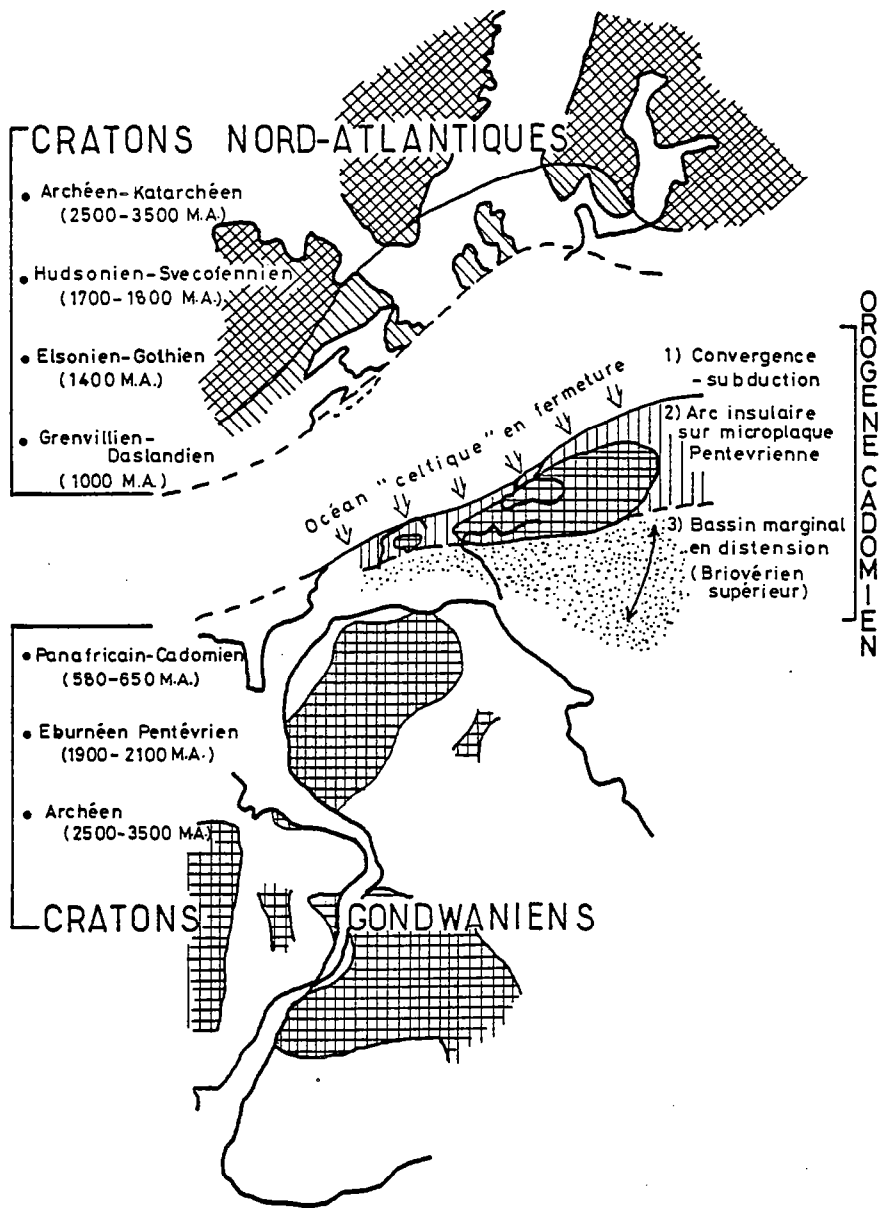


Fig. 29 : L'orogène cadomien en bordure septentrionale des masses gondwaniennes (d'après Cogné et Wright, 1980).

II - Géochronologie U-Pb de l'orogène cadomien

U-Pb geochronology of the Late Proterozoic Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif, France.

C. Guerrot and J.J. Peucat

Article sous presse dans : The Cadomian Orogeny Geological Society Special Publication.

III - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain.

C. Guerrot, J.J. Peucat and L. Dupret.

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 308, série II : 89-92, 1989.

U-Pb GEOCHRONOLOGY OF THE LATE PROTEROZOIC CADOMIAN OROGENY IN THE NORTHERN ARMORICAN MASSIF, FRANCE

C. GUERROT and J.J. PEUCAT

ABSTRACT

U-Pb zircon dating allows to define a succession of magmatic and metamorphic events during the Cadomian orogeny from 670-660 Ma to 530 Ma. This indicates a time-span of nearly 150 Ma for the Cadomian orogeny in the northern part of the Armorican Massif.

The ages of 667 Ma and 656 Ma obtained for granodiorite boulders from a Brioverian conglomerate are the oldest dates known for the Cadomian orogeny, and imply an early cycle of uplift, erosion and sedimentation before the major plutonism around 590 Ma.

Two main phases of evolution are recognized. The first one, probably related to an active margin, is characterised by the emplacement of granodiorites at 670-660 Ma, 645 Ma and 615 Ma ago followed by basic magmatism at 600 Ma in a back-arc environment. Some of these rocks underwent metamorphism or cooling a short time after emplacement, thus indicating an active tectonic setting with rapid uplift of the crust and some crustal thickening. This phase of evolution ended with diorite emplacement around 590-580 Ma ago. The second phase corresponds to an important crustal melting event recorded by migmatitic gneisses and anatectic magmas formed 540 Ma ago.

The ages obtained lead to propose a new chrono-stratigraphy for the Upper Proterozoic Group (Brioverian) with a Lower Brioverian Group deposited between 660 and 590-580 Ma in the Baie de Saint-Brieuc and before 585 Ma in Normandy. The Upper Brioverian Group in Normandy was formed between 585 and 540 Ma. There is no 2000 Ma basement (Pentevrian - Icartian) in the Baie de Saint-Brieuc.

It is in North Brittany and Lower Normandy that a late Precambrian orogeny involved in the West European Hercynian belt is best preserved. Although it is also known in the Bohemian massif, in Southern England and in Spain, it is more difficult to recognize a succession of different events in these areas. In the northern Armorican Massif, previous Rb-Sr studies have clearly shown the existence of Cadomian effects (Adams 1967 ; Leutwein 1968; Vidal 1980) around 600 Ma although the precise definition of the various events was difficult. This resulted from the nature of the analysed rocks (diorites, granodiorites, relatively undifferentiated granites etc...), which have a small range of Rb/Sr ratios. Furthermore the Cadomian magmas have become contaminated during interaction with a 2000 Ma old basement as demonstrated by Nd isotope evidence (Guerrot & Peucat 1988). Generally, the Rb/Sr ages obtained

U-Pb geochronology has opened up the possibility of precisely dating magmatic events in the belt. The aim of this paper is to present 8 new U-Pb dates and realize the compilation of all available U-Pb dates from the Cadomian belt of North Brittany and Normandy. This contribution (adding greatly to the U-Pb dates so far available) allows to precisely define magmatic and metamorphic events in the Cadomian orogeny.

I - GEOLOGICAL SETTING

Upper Proterozoic rocks have largely escaped Hercynian events in North Brittany and Lower Normandy (Fig. 1). They are isolated from the Upper Proterozoic and Palaeozoic sedimentary formations of Central Brittany by major shear zones. In Southern Brittany, there is a Palaeozoic mobile belt with high pressure rocks, migmatites and orthogneisses which include scarce Cadomian relicts (Calvez 1976 ; Wyns et al. 1986). Hercynian granites are emplaced throughout the Armorican massif and are often localised

The Cadomian belt in North Brittany and Normandy can be divided into two main zones. In the N.W., the Domnonean domain (Fig. 1), is made up of calc-alkaline associations which sometimes include 2000 Ma old relicts ; this domain extends from the Trégor to the Cotentin (Auvray 1979 ; Vidal 1980) (Fig. 1). The Mancellian domain (Fig. 1) occurs to the S.E. of a major fault and contains migmatites (St Malo) and crustal-type granites (Mancellian Batholith) (Graviou & Auvray 1985 ; Georget 1986) ; these rocks are emplaced into Upper Proterozoic Brioverian sediments (see general discussion in this volume). Graviou et al. (1988) recognized a general zonation of the belt with mantle derived magmas (M) in the N.W. (Domnonean domain) and magmas of crustal origin (C) in the S.E. (Mancellian domain).

II - U-Pb ANALYTICAL PROCEDURE

The rock samples were crushed to less than 60 mesh (250 μ). Heavy minerals were first concentrated using a vibrating Wifley table. Zircons were then separated from other heavy minerals by heavy liquids and a Frantz isodynamic separator. The zircons were further divided into several size-fractions and the final purification achieved by

The chemical dissolution and separation procedures follow the methods set out by Krogh (1973). Pb was loaded onto single Re filaments with silica-gel and phosphoric acid, and U onto oxidized single Ta filaments and run as UO^{2+} species. Mass analyses were performed using a Cameca TSN 206 mass spectrometer (30 cm radius, 60° sector, 10 kV accelerating voltage). The total Pb blank was always less than 1 ng. Analytical errors were estimated as 0,2 % for $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios and 2 % for U/Pb ratios. Errors at 2 σ level are calculated using a method modified from York (1969) by Charlot (unpublished) (errors at 2 σ m multiply by \sqrt{MSWD} if $MSWD > 1$).

The decay constants used are :

$$\lambda^{238}U = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda^{235}U = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

Rb-Sr ages are recalculated using a decay constant of

$$\lambda^{87}Rb = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1} \text{ and errors at } 2\sigma \text{ level.}$$

III - EARLY CADOMIAN EVOLUTION (670 to 580 Ma)

A - THE OLDER CALC-ALKALINE ROCKS (670, 645 and 615 Ma)

The oldest Cadomian relicts have been found as clasts from a conglomerate located in the lower part of an Upper Proterozoic succession (the Brioverian) in the Baie de Saint-Brieuc area (Fig. 2), as enclave in the Cap de la Hague peninsula and as more extensive

The Baie de Saint-Brieuc region is a key area for the Late Proterozoic orogenic evolution of North Brittany (four new U-Pb results are from this area). The geological setting, assuming a normal stratigraphic succession, can be summarized as follows. The existence of an old basement (Pentevrian) unconformably overlain by Brioverian sediments was first proposed by Cogné (1959). Geochronological investigations by Vidal

et al. (1974) and Vidal (1980) have clearly shown that the so-called Pentevrian basement was in fact around 600 Ma old and that presumed Brioverian spilites of Erquy were in fact lower Palaeozoic in age (Vidal et al. 1971). At the same time, in the northern part of the Armorican massif, the existence of a 2000 Ma old basement (Icartian) has been proved (Adams 1967 ; Leutwein et al. 1973 ; Calvez & Vidal 1978 ; Auvray et al. 1980). These old rocks generally outcrop as large blocks in Cadomian granodiorites (Fig. 1). In the Baie de Saint-Brieuc, other arguments have been favoured to assign the basic metamorphic complex of Languieux-Yffiniac to the Pentevrian (Cogné 1974 ; Cogné & Wright 1980 ; Rabu et al. 1983b). Two new U-Pb dates from this complex are provided in this work which dispute this age. Another possible occurrence of Pentevrian may be represented by boulders included in the Cesson Conglomerate, at the base of the Lower Brioverian succession (Fig. 2), which have been previously assumed to have reworked the Pentevrian basement (Cogné 1959 ; Jeannette & Cogné 1968). The Cesson Formation passes upwards to the North into the Lanvollon metavolcanics and then the Binic sedimentary series, which is cut by the Saint-Quay-Portrieux diorite imprecisely dated by Rb-Sr at 584 +/-56 Ma (Vidal et al. 1972) but in the range of the others synkinematic diorites.

The Cesson and Lanvollon Formations were previously considered to be Lower Brioverian and the Binic series to be Upper Brioverian. The Lower Brioverian was supposed to have been folded and metamorphosed during the Cadomian-I orogenic phase before the deposition of Upper Brioverian sediments. The Cadomian-II orogenic phase affected the whole Brioverian succession before the Cambrian (Jeannette & Cogné 1968 ; Jeannette 1972 ; Cogné 1974 ; Cogné & Wright 1980). Recent work (Rabu et al. 1983a, 1983b ; Balé & Brun 1983) is not in agreement with this history. Rabu et al. (1983a ; 1983b) have shown a sedimentological continuity between the different units and recognize only one orogenic event around 580 Ma. This is indicated by the intrusion of the Saint-Quay-Portrieux Diorite into the Binic Series, the intrusion of the Saint-Brieuc Granodiorite at 603 +/-93 Ma (Vidal 1980) into the Cesson-Lanvollon series and the well-dated intrusion of the Coetmieux-Fort-la-Latte Diorite at 593 +/-15 Ma (Vidal et al. 1974) in the Languieux-Yffiniac complex. Balé & Brun (1983) have shown that the relationships between the various units of the Baie de Saint-Brieuc are largely tectonic and correspond to thrusting shears. For these authors, the Languieux-Yffiniac metamorphic complex could be an equivalent of the Belle-Isle-en-Terre basic complex emplaced in a back-arc environment and dated at 602 Ma (Hirbec 1979 ; Peucat et al. 1981). This also brings into question the real position of the Cesson conglomerate at the base of the Brioverian sedimentary succession. The data presented here are a preliminary answer to this problem.

RESULTS

a - The Cesson Conglomerate :

First described by Barrois (1895), the Cesson Conglomerate outcrops on the west side of the Baie d'Yffiniac, at the Grèves des courses (Fig. 2). The Hotellerie Conglomerate on the East side of the bay might be the equivalent of the Cesson Conglomerate (Cogné 1959 ; Balé 1986).

The Cesson Conglomerate is composed of two main units : a polygenetic horizon, and a monogenetic horizon with orthogneiss boulders (Rabu et al. 1983a, 1983b) which range in size up to 1 m in diameter (Jeannette 1972). The large size of the boulders suggests a proximal source (Cogné 1959 ; Rabu et al. 1983a).

Zircons have been separated from two orthogneissic boulders (corresponding to granodioritic protoliths) from the monogenetic horizon.

Sample 8033 :

Zircons are light-yellow in colour, slightly elongated and exhibit euhedral and bipyramidal habits. The grains often contain small inclusions and, for the most part, exhibit a magmatic zoning. Cores are not apparent under the microscope. The U contents range between 140 and 170 ppm, and the finer grained zircon fractions are richer in U and also more discordant on a U-Pb Concordia diagram (Table 1 ; Fig. 3). Due to the low degree of discordancy of the zircon fractions (less than 5 %), the age obtained, 656 +/-5 Ma, corresponds to the mean of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages. This age is interpreted as the emplacement age of the granodiorite protolith.

Sample 9363

Zircons are translucent, amber in colour, and frequently contain small inclusions. They are euhedral and show a magmatic zoning. The U contents are higher than in the first sample and range between 340 and 430 ppm (Table 1). The same relationship between discordancy and size fraction is observed (Fig. 4). Due to the low degree of discordancy, it is the mean of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages which is taken into account. The age obtained, 667 +/-4 Ma, is slightly older than for sample 8033.

b- La Hague region

The Cap de la Hague is a narrow peninsula at the north-west of the Cotentin, comprising Icartian gneisses intruded by various Cadomian magmatic complexes (Fig. 5). One of these Cadomian complexes, the Thiebot Complex, crops out on the southern part of the Cap de la Hague. This complex is intrusive at the West into the Icartian gneisses of the Nez de Jobourg. The eastern boundary is in fault contact with the Cambrian (Power 1974). The Thiebot Complex is divided into three principal rock-types : a quartz-dioritic gneiss (Moulinet), a granodioritic gneiss (Thiebot) and a red granitic gneiss. The Moulinet Quartz-diorite is probably older than the Thiebot Granodiorite (Power 1974). Similar magmatic associations occur on the North of the Cap de la Hague (Dupret 1986).

Sample 3411

An enclave of orthogneiss in the Moulinet quartz-dioritic gneiss was studied. This work was begun by R. Charlot (unpublished data used here). The U content of zircons is rather high (1000-1500 ppm) and the richer U fractions are the more discordant. There is no relationship between size fraction and degree of discordancy. The three analytical points define a discordia with an upper intercept with concordia at 645 \pm 12 Ma and a lower intercept at 20 \pm 7/-13 Ma (MSWD = 7) (Table 1 ; Fig. 6). The lower intercept has no geological significance and the zircons could have undergone a loss of lead by diffusion favored by high U content. The 645 Ma age is interpreted as the age of crystallization of the orthogneiss protolith.

c- The North Trégor Batholith

It was also during this first phase of Cadomian evolution that large amounts of granodioritic to calc-alkaline granitic magmas were emplaced in the Trégor, related by Auvray (1979) to an active margin setting. They are dated at 615 \pm 13/-7 Ma by the U-Pb zircon method (Graviou et al. 1988).

These data show the existence of a continuum, or possibly several episodes, of calc-alkaline plutonism related to active margin magmatism between 667 and 615 Ma in the Domnonean domain.

B- 600 MA BASIC MAGMATISM

In the Belle-Isle-en-Terre area (Fig. 1), metagabbros and ultrabasites have been dated at 602 \pm 4/-1 Ma ; they are related to a back-arc system behind an older calc-alkaline

suite (Hirbec 1979 ; Peucat et al. 1981). Such metamorphic rocks exist also in the southern part of the Baie de Saint-Brieuc and correspond to the Languieux-Yffiniac Complex (Fig. 2) ; both formations have been compared by Balé & Brun (1983). This unit is characterized in the Baie de Saint-Brieuc by the association of metagabbros, amphibolites and amphibolitic gneisses (Rabu et al. 1983a ; Balé & Brun 1983) which could also be correlated with the Pentevrian basement as defined by Cogné (1959).

Sample 8029

The rock sampled at an outcrop near Yffiniac is a metagabbro which shows a heterogeneous strain. The sample was collected in a slightly deformed lens. Zircons are globular but with small crystal facets. They often contain small inclusions and have a slight magmatic zoning. The four non-magnetic fractions analysed are superposed and subconcordant (degree of discordancy less than 3 %) (Table 1 ; Fig. 7). The mean of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages is 602 +/-8 Ma, interpreted as the protolith age of the metagabbro.

C- 580 - 595 Ma MAGMATIC AND METAMORPHIC EVENTS

Emplacement of a later generation of calc-alkaline plutons is clearly shown in the Baie de Saint-Brieuc (Fig. 2) and is dated around 593 +/-15 Ma from the Fort-La-Latte Massif (Vidal et al. 1974). The diorites of Saint-Quay-Portrieux and Saint-Brieuc, imprecisely dated by the Rb-Sr method (Vidal 1980) at 584 +/-56 Ma and 604 +/-95 Ma

Three new dates are presented here ; in the Cotentin (Fig. 1), the Moulinet quartz-dioritic gneiss near the Cap de la Hague and the Coutances Tonalite and, in the Baie de Saint-Brieuc, an amphibolite from the Languieux-Yffiniac complex.

a- The Moulinet quartz-dioritic gneiss (Fig. 5)

sample 3412

These analyses were performed by R. Charlot (unpublished), the grain-size of the zircon fractions is unknown. In the Concordia diagram, the three fractions analysed define a discordia which intersects concordia at 585 +13/-12 Ma and 33 +71/-33 Ma (MSWD = 0,04) (Table 1 ; Fig. 8). The date of 585 +13/-12 Ma is interpreted as the emplacement age.

b- The Coutances Tonalite (Fig. 9)

Located in the southern part of the Cotentin (Lower Normandy), the Coutances region belongs to the Domnanean domain. The Brioverian of this region is divided into a lower and an upper group (Dupret 1986). The upper group is made up of a thick detrital sequence. The Coutances Tonalite is intrusive into the lower group and develops a metamorphic aureole of approximately 10 km width. The upper group is not affected by this metamorphism and thus the tonalite age may date to the lower stratigraphic limit of this succession.

Sample 7619

The sample was collected at Les Roches-Bichues, 12 km north-east of Coutances. The quartz-diorite occurs as a series of sheets bounded by faults along which mylonite zones occur (Dupret 1986). The finer fractions are richer in U and also the most discordant. The analytical points are subconcordant and the age of 584 +/-4 Ma corresponds to the mean of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (Table 1 ; Fig. 10).

c- The Languieux-Yffiniac amphibolite (Fig. 2)

The rock analysed is restricted in this formation related to the 602 Ma metagabbros previously mentioned. It constitutes an amphibolitic facies in the quarry at La Croix-Gibat ; the relationships with the rest of the formation remains unknown.

Sample 8031

Zircons are transparent, light-yellow in colour, having an ovoid shape although the grains show crystal facets. They exhibit a magmatic zoning and some crystals contain cores which could represent relicts of an older zircon generation. The finer grained zircon fractions are richer in U (Table 1). The four fractions analysed define a discordia (Fig. 11) which intersects concordia at 2383 +107/-104 Ma and 587 +1/-2 Ma (MSWD = 0,03). The very precise lower intercept age of 587 Ma is due to the subconcordance of the points near this intercept. The position of the analytical points rules out the possibility of any Pb loss by diffusion. The upper intercept age of about 2400 Ma corresponds probably to the age of inherited zircons. It could also represent the mean age of a mixture of zircon populations older and younger than 2400 Ma. The lower intercept age is interpreted as the age of crystallisation of magmatic zircons.

d- Metamorphism and Cooling in the Domnanean domain

The dating of medium to low blocking-temperature minerals, such as biotite by Rb-Sr or sphene by fission tracks, is helpful in fixing the end of thermal events and, more generally, dating uplift and resetting phenomena. In the Domnonean domain, late Cadomian and Hercynian plutons often obliterate the early Cadomian cooling history of the rocks in which they are emplaced. Nevertheless, scarce data on minerals from the Trégor, the Baie de Saint-Brieuc and the Cap de la Hague can be used.

In the North Trégor Batholith, a Rb-Sr biotite age, recalculated from Adams (1967), indicates a cooling age (near 350°C) of 608 +/-12 Ma. This implies a very short time between emplacement (615 Ma) and cooling. Two Rb-Sr biotite ages from the Coetmieux-Fort-La-Latte Diorite (Vidal 1980) are of particular interest. The first sample, localised in the inner part of the massif, provides a date of 579 +/-12 Ma penecontemporaneous to the emplacement age obtained from U-Pb on zircons at 593 +/-15 Ma (Vidal et al. 1974). The second sample, from the rim of the massif, provides an age of 544 +/-11 Ma that indicates a resetting during the late Cadomian, probably related to shearing near the margin of the Mancellian domain. In the Cap de la Hague, the Moulinet quartz-dioritic gneiss gives an emplacement age of 585 +13/-12 Ma. A Rb-Sr biotite age (Leutwein et al. 1973) at 594 +/-12 Ma implies the synchronicity of emplacement and cooling.

Further information about the Domnonean domain is given by fission tracks dating on sphene (Chambaudet et al. 1984) which date the post-metamorphic cooling of the Belle-Isle-en-Terre gabbros at 594 +/-15 Ma. Metamorphism and cooling occurred very shortly after the emplacement of the gabbros dated at 602 +/-1 Ma (Peucat et al. 1981). Such an age for metamorphism of the 600 Ma calc-alkaline back-arc belt, extending from Belle-Isle-en-Terre to Languieux-Yffiniac, is in agreement with structural observations in the Baie de Saint-Brieuc where this metamorphism is probably dated by the synkinematic intrusion of the Coetmieux-Fort-La-Latte Diorite at 593 +/-15 Ma (Vidal et al. 1974 ; Genestier 1984 ; Balé 1986).

IV - LATE CADOMIAN EVENTS (540 Ma)

The importance of these events was underestimated for a long time, since the evidence was limited to some alkali granite-ignimbritic activity in the Domnonean domain. Recent papers indicate the wide extent of this magmatism, particularly in the Mancellian

domain (Peucat 1986 ; Graviou et al. 1988). We present here a summary of these results along with new data on late calc-alkaline magmatism within the North Trégor Batholith.

a- Crustal melting in the Mancellian domain

Crustal melting is recorded in the Saint-Malo migmatitic belt (Fig. 1). Metamorphism and anatectic granites have been dated by various methods at 541 \pm 5 Ma (Peucat 1983, 1986). This clearly indicates a second tectono-thermal event different from the 600-580 Ma one previously defined. A combination of those two events is recorded in the sheared margin of the Coetmieux-Fort-La-Latte Massif.

The age of the Mancellian batholith was debated as being between 620 and 520 Ma old (Jonin & Vidal 1975; Autran et al. 1983). A recent critical review of all the dates from this batholith (Graviou et al. 1988) proposes a whole-rock Rb-Sr age of 551 \pm 28 Ma, in agreement with the U-Pb monazite age of 540 \pm 10 Ma obtained by Pasteels & Doré (1982). The larger part of this batholith is considered as resulting from partial melting of a sialic basement or its sedimentary cover (Autran et al. 1983 ; Graviou & Auvray 1985 ; Georget 1986 ; Graviou et al. 1988). This event occurred around 540 Ma ago during the period of crustal melting which produced the Saint-Malo migmatitic belt.

b- Late-stage Cadomian magmatism in the Domnonean domain

During this period, alkaline igneous rocks were emplaced in the northern part of the Domnonean domain. This late Cadomian magmatism is represented by the Lezardrieux ignimbrites (Auvray 1975), the Saint-Germain-Le-Gaillard ignimbrites (Boyer et al. 1972) and also by granites in Jersey (Adams 1967 ; Bland 1984) and in the Trégor (Auvray 1979). In the region of Belle-Isle-en-Terre, late Cadomian granites of crustal origin have been dated by U-Pb zircons method at 543 \pm 7 Ma and 526 \pm 7 Ma (Andriamafrohatra & de La Boisse 1988). Younger ages around 500 Ma have also been obtained in Guernsey (D'Lemos 1987).

We present a new date for a pluton emplaced within the 615 Ma calc-alkaline suite : the Beg ar Fourm massif. The Beg ar Fourm granodiorite crops out in the western part of the Trégor and is intrusive into the basic volcanics and sediments of the Armorique-Tredrez Formation. The granodiorite was first thought to be Hercynian (Verdier 1968) but Auvray (1979) considered it as a part of the North Trégor Batholith on petrological and geochemical grounds. The Brioverian country rocks are strongly deformed, but the age of the deformation is not well constrained (Hercynian or Cadomian). The granodiorite itself

is not deformed, so the age of this massif may indicate the minimum age for the deformation of the Brioverian formations of the Baie de Lannion.

Sample 8030

The zircons are euhedral and light-yellow in colour. They exhibit a distinct magmatic zoning and often contain small inclusions. Some relict cores are seen and could represent an older generation of zircons. The four fractions analysed (Table 1 ; Fig. 12) define a discordia which intersects concordia at $1583 \pm 280/-252$ Ma and $528 \pm 4/-6$ Ma (MSWD=0.1). The 528 Ma age is interpreted as the emplacement age of the granodiorite protolith, the upper intercept corresponding to inherited radiogenic lead. If a small continuous loss of Pb occurred, this age could be a minimum age.

V- DISCUSSION

The geochronological data from the boulders of the Cesson Conglomerate allow the recognition of early Cadomian calc-alkaline magmatism before the 615 Ma old calc-alkaline suite of the Trégor. The fact that the ages obtained are from boulders implies an early phase of Cadomian evolution, with a complete cycle of uplift, erosion and sedimentation between 656 and 593 ± 15 Ma - the age of the demonstrably younger

The dates of 670 and 645 Ma from the Baie de Saint-Brieuc and the Cap de la Hague are presently the oldest Cadomian ages for calc-alkaline magmatism to be obtained with good precision in the northern Armorican Massif. The geodynamic significance of these rocks is unknown through a lack of petrological and geochemical investigations. Nevertheless, their calc-alkaline character strongly suggests a similar setting of active margin as indicated for the 615 Ma North Trégor Batholith (Auvray 1979 ; Graviou et al. 1988).

The back-arc magmatism previously recognized in the Belle-Isle-en-Terre metagabbros, dated at $602 \pm 4/-1$ Ma (Hirbec 1979 ; Peucat et al. 1981), also exists in the Baie de Saint-Brieuc with the Languieux-Yffiniac metabasic complex, which is dated in its most common facies at 602 ± 8 Ma. This is in good agreement with the petrographical similarities between the two formations underlined by Balé & Brun (1983). Another occurrence of such back-arc magmatism in the Baie de Saint-Brieuc could be represented by the Lanvollon metavolcanics (Cabanis et al. 1986), but the precise age of this formation remains unknown.

The opening of a local back-arc basin 600 Ma ago behind a 670-615 Ma old margin is clearly shown. The closure of this basin occurred 594 +/-15 Ma ago, as indicated by the cooling ages on sphene recorded by fission tracks within the metagabbros of Belle-Isle-en-Terre (Chambaudet et al. 1986). The intense tectonic activity related to this closure is registered by synkinematic dioritic and granodioritic magmatism (590-580 Ma), and a general uplift 580-570 Ma ago is suggested by Rb-Sr biotite ages.

These data clearly separate in time the evolution of the Domnanean domain from the Mancellian domain which is at least 40 Ma younger. Nevertheless, this period probably corresponds to crustal thickening following the collision related to closure of the back-arc basin and other rocks, such as migmatites, may have been formed. The age of the Guingamp migmatites, for example is unknown.

Several types of igneous rocks were also emplaced around 540 Ma in the Domnanean domain. This is the case for the Beg ar Fourm granodiorite, which implies a Cadomian age for the deformation of the Baie de Lannion series. The geodynamic significance of these magmas remains unclear, but they are associated in time with an alkaline suite which is considered to indicate the end of the Cadomian orogeny (Auvray 1979).

Cadomian ages for the Languieux-Yffiniac complex and for the boulders included in the Cesson Conglomerate show that there is no evidence for an old Proterozoic basement unconformably overlain or reworked by Brioverian sediments. To avoid any confusion in using the term "Pentevrian" for early Cadomian evolution, we propose to keep this name only for the 2000 Ma old basement relicts which are equivalent to the Icartian.

The U-Pb data in this work also give some precise indication of the age of Brioverian sedimentation which followed phases of Cadomian geodynamic evolution. The age of the Coutances quartz-diorite is helpful because this emplacement age is considered as the limit between the Lower and Upper Brioverian Groups. The sediments of the Upper Group contain reworked black-cherts derived from the Lower Group and which are characteristic of the Upper Brioverian (Le Corre 1977). Using the dates from Cesson, Coutances and the other 590-580 Ma old diorites, the following chronostratigraphy of the Brioverian Supergroup of the northern Armorican Massif is proposed.

The Lower Brioverian Group : 656 Ma to 584 Ma

In the Baie de Saint-Brieuc, deposition of the Cesson-Lanvollon-Binic succession occurred between 656 Ma (maximum) and 584 Ma as indicated by boulders near the base of the Lower Brioverian Group and by the synkinematic intrusion of the Saint-Quay-Portrieux Diorite into the top of the succession. In the Cotentin, the upper limit for the Lower Brioverian Group is given by the Coutances quartz-diorite emplacement age at 584 Ma. The lower limit for deposition of the Lower Group is unknown but, by comparison

The Upper Brioverian Group : 584 Ma to 540 Ma

The deposition of the Upper Brioverian Group occurred between 580 Ma (synkinematic diorites) and 540 Ma (Mancellian batholith and Saint-Malo migmatites). In the Baie de Saint-Brieuc, the Minard Formation, with reworked black-cherts, could represent a local basin of Upper Brioverian (Denis 1987), and the Upper Group of the Cotentin a more extensive one. All the Precambrian of the Mancellian domain belongs to

VI - CONCLUSIONS

In the light of the geochronological data presented in this study, the following points can be demonstrated :

1- The notion of an underlying Pentevrian basement, equivalent to the Icartian (around 2000 Ma), in the Baie de Saint-Brieuc should be given up; the age of the Languieux-Yffiniac complex is Cadomian and the Cesson Conglomerate is seen to rework

2- This early Cadomian basement underwent a cycle of uplift, erosion and sedimentation before 590 Ma ;

3- The chronology of Brioverian deposition is well constrained, with a Lower Group between 660 and 590-580 Ma and an Upper Group between 590-580 Ma and 540 Ma ;

4- The basic units of the Baie de Saint-Brieuc have the same age as the Belle-Isle-en-Terre basic complex. These basic units could represent the opening of a back-arc basin 600 Ma ago within a zone of thinned continental crust ;

5- The metamorphism related to the closure of this basin and the associated major tectonic phase are dated at 590-580 Ma by the cooling of sphene in the metagabbros of Belle-Isle-en-Terre and the synkinematic intrusion of the Coetmieux-Fort-la-Latte massif

6- These data are mostly in accordance with a model of subduction beneath an active margin : this history is summarized in Table 2.

AKNOWLEDGMENTS :

We are very grateful to P. Balé, J. Cogné and L. Dupret for field assistance and useful discussions. We dedicate this paper to our late colleague R. Charlot who performed the study on the Cap de la Hague. We also thank M.S.N. Carpenter who improved the English version, and R.S. D'Lemos and an anonymous reviewer for their

REFERENCES

- Adams, C.J.D. 1967. A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and Channel Islands (United Kingdom). *Ph.D. Thesis*, Oxford, 259p.
- Andriamarofohatra, J. & de La Boisse, H. 1988. Mise en évidence de témoins granitiques tardi-cadomiens à 540 Ma dans la région de Belle Isle en Terre, Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol.Fr.* 8, 279-87.
- Autran, A., Beurrier, M., Calvez, J.Y., Cocherie, A., Fouillac, A.M. & Rossi, P. 1983. Caractérisation des granitoïdes du batholite mancellien ; implications métallogéniques. In *C.R. ATP CNRS Géochimie-Métallogénie Bonas*, 16-17 Juin 1983, 20-35.
- Auvray, B. 1975. Relations entre plutonisme acide et volcanisme ignimbrétique : exemple des manifestations magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. *Pétrologie* 1, 125-38.
- Auvray, B. 1979. Génèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. *Thesis*, Rennes, 681p.
- Auvray, B., Charlot, R. & Vidal, P. 1980. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): âge et signification. *Can. J. Earth. Sci.* 17, 532-8.
- Balé, P. 1986. Tectonique cadomienne en Bretagne Nord. Interactions décrochement-chevauchement : champs de déformation et modélisation expérimentale. *Thesis*, Rennes, 369p.
- Balé, P. & Brun, J.P. 1983. Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain). *C. R. Acad. Sci. Paris* 297, 359-62.
- Barrois, C. 1895. Sur les poudingues de Cesson. *Ann. Soc. Géol. Nord* 23, 26-9.
- Bland, A.M. 1984. Field relationships within the South-west Jersey Granite Complex. *Proc. Ussher Soc.* 6, 54-9.

- Boyer, C., Roblot, M.M. & Graindor, M.J. 1972. Les ignimbrites du Post-Briovérien de St Germain-Le-Gaillard (Manche). *C. R. Acad. Sci. Paris* 274, 21-3.
- Cabanis, B., Chantraine, J. & Rabu, D. 1986. Etude géochimique du volcanisme briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 303, 51-6.
- Calvez, J.Y. 1976. Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan. *3rd cycle thesis*, Rennes, 74p.
- Calvez, J.Y. & Vidal, P. 1978. Two billion year old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 395-9.
- Chambaudet, A., Mars, M., Peucat, J.J. & Rebetez, M. 1985. Radiometric datings and cooling history in the Northern Armorican Massif (Northern French Brittany). *Nucl. Tracks* 10, p.404.
- Cogné, J. 1959. Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en Baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 112-8.
- Cogné, J. 1974. Le Massif Armoricaïn. In : Debelmas, J. (ed.). *Géologie de la France*. Douin, Paris, 105-61.
- Cogné, J. & Wright, A.E. 1980. L'orogène cadomien ; vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-Précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. In : *Géologie de l'Europe*, 26ème congrès Int., 29-55.
- Denis, E. 1987. Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : nature, mise en place et évolution. *Thesis*, Rennes, 202p.
- D'Lemos, R.S. 1987. The evolution of the Northern Igneous Complex of Guernsey, Channel Islands - some isotopic evidence. *Proc. Ussher Soc.* 6, 498-501.
- Dupret, L. 1986. Le Protérozoïque du Massif Armoricaïn Nord-oriental (Maine et Normandie). *Bull. Soc. Linn. Normandie* 114, 3-30.

- Genestier, V. 1984. Pétrologie d'une intrusion calco-alcaline et de ses enclaves : le massif cadomien de "Fort-la-Latte" (Bretagne Nord). *D.E.A.*, Rennes, 52p.
- Georget, Y. 1986. Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricain : pétrologie et géochimie. *Mem. Doc. C.A.E.S.S.*, Rennes 9, 250p.
- Graviou, P. & Auvray, B. 1985. Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : Implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 301, 315-8.
- Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B. & Vidal, P. 1988. The Cadomian orogeny in the northern Armorican massif : petrological and geochronological constraints on a geodynamical model. *Hercynica* (in press.).
- Guerrot, C. & Peucat, J.J. 1988. Nd evidence for Archaean and Lower Proterozoic crustal reworking during the Cadomian orogeny. In : *The Cadomian orogeny. A special meeting of the Geological society*, April 6th-8th 1988, Abstr. p.25.
- Hirbec, Y. 1979. Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain. *3rd cycle thesis*, Rennes, 146p.
- Jeannette, D. 1972. Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. *Sciences Géolog. Strasbourg* 36, 175pp.
- Jeannette, D. & Cogné, J. 1968. Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la Baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sci. Paris* 226, 2211-4.
- Jonin, M. & Vidal, P. 1975. Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armoricain, France. *Can. J. Earth Sci.* 12, 920-7.
- 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, 485-94.
- Le Corre, C. 1977. Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.* 1, 3, 219-54.

- Leutwein, F. 1968. Contribution à la connaissance du Précambrien récent en Europe occidentale et développement géochronologique du Briovérien en Bretagne (France). *Sciences de la Terre* 10, 345-66.
- Leutwein, F., Power, G., Roach, R. & Sonet, J. 1973. Quelques résultats géochronologiques obtenus sur des roches d'âges précambrien du Cotentin. *C. R. Acad. Sci. Paris* 276, 2121-4.
- Pasteels, P. & Doré, F. 1982. Age of the Vire-Carolles granite. In : Odin, G.S. (ed.). *Numerical dating in stratigraphy*. Wiley and Sons, New-York, 784-90.
- Peucat, J.J. 1983. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr and U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne* 28, 158pp.
- Peucat, J.J. 1986. Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St-Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc. London* 143, 875-85.
- Peucat, J.J., Hirbec, Y., Auvray, B., Cogné, J. & Cornichet, J. 1981. Late proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex : a possible cadomian orogenic complex in the hercynian belt of Western Europe. *Geology* 9, 169-73.
- Power, G.M. 1974. The geology of the Precambrian rocks of La Hague, Manche, France. *Ph.D. thesis*, Keele, 212p.
- Rabu, D., Chauvel, J.J. & Chantraine, J. 1983a. Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif Armoricain. Etude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en Baie de Saint-Brieuc et dans le pays de Lamballe (Côtes-du-Nord). *Doc. B.R.G.M.* 66, 69pp.
- Rabu, D., Chauvel, J.J. & Chantraine, J. 1983b. Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 615-21.
- Verdier, P. 1968. Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (Baie de Lannion : Côtes du Nord - Finistère). *thesis*, Strasbourg, 55p.

- Vidal, P. 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mem. Soc. Géol. Min. Bretagne* 21, 162pp.
- Vidal, P., Auvray, B., Chauvet, J.F. & Cogné, J. 1972. L'âge radiométrique de la diorite de St Quay Portrieux (Côtes du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris* 275, 1323-6.
- Vidal, P., Deutsch, S., Martineau, F. & Cogné, J. 1974. Nouvelles données radiométrique en Baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris* 279, 631-4.
- Vidal, P., Auvray, B., Cogné, J., Hameurt, J. & Jeannette, D. 1971. Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy: problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 273, 132-5.
- Wyns, R., Calvez, J.Y., Chantraine, J. & Peucat, J.J. 1986. Mise en évidence d'un socle précambrien en Vendée maritime. In: *Géodynamique du Massif Armoricain. R.C.P. 705 Soc. Géol. Fr.*, 2p.
- York, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 320-4.

Catherine GUERROT & Jean-Jacques PEUCAT
C.A.E.S.S. - Laboratoire de géochimie et de géochronologie
C.N.R.S. - 35042 Rennes Cédex - FRANCE

FIGURE CAPTIONS

Fig.1 : Northern Armorican Massif

- 1- Icartian relicts
 - 2- Sedimentary Upper Proterozoic (Brioverian)
 - 3- Saint-Malo migmatites
 - 4- Cadomian plutonic rocks
 - 5- Palaeozoic
 - 6- Mesozoic formations
- A = Alderney; G = Guernsey; LH = La Hague; S = Sark
J = Jersey

Fig. 2 : Simplified geological map of the Baie de Saint-Brieuc (after Balé & Brun 1983)

- A : Dioritic and granodioritic intrusions
 - B : Binic series
 - C : Cesson and Lanvollon Formations
 - D : Languieux-Yffiniac Complex
 - E : Lamballe Formation
 - F : Migmatites
- 1 : sample 8033
 - 2 : sample 9363
 - 3 : sample 8029
 - 4 : sample 8031

Fig. 3 : Concordia diagram for zircons from the Cesson Conglomerate (sample 8033)

Fig. 4 : Concordia diagram for zircons from the Cesson Conglomerate (sample 9363)

Fig. 5 : Geological map of La Hague area (simplified after Power 1974)

- A : Cambrian - Ordovician
 - B : Cadomian magmatic complexes
- Thiebot Complex : 1- Moulinet quartz-dioritic gneiss ; 2- Thiebot granodioritic gneiss ; 3- Red granitic gneiss.
- C : Pentevrian gneisses.

Fig. 6 : Concordia diagram for zircons from the Moulinet orthogneiss (sample 3411)

Fig. 7 : Concordia diagram for zircons from the Le Perray metagabbro (sample 8029)

Fig. 8 : Concordia diagram for zircons from the Moulinet quartz-dioritic gneiss (Sample

Fig. 9 : Geological map of Southern Cotentin (after Dupret 1986)

Lower Brioverian : 1- Montsurvent Volcanics ; 2- Shales and black Cherts of La Lande des Vardes ; 3- Limestone of La Meauffe ; 4- Siltstones and sandstones ; 5- Coutances Tonalite; 6- Metamorphic rocks ; Upper Brioverian ; 7- Diamictites and conglomerates ; 8- Shales and sandstones ; 9- Cadomian and Hercynian granitoids ; 10- Palaeozoic rocks

Fig. 10 : Concordia diagram for zircons from the Coutances quartz-diorite (sample

Fig. 11 : Concordia diagram for zircons from the La Croix-Gibat amphibolite (sample

Fig. 12 : Concordia diagram for zircons from the Beg ar Fourm granodiorite (Sample

TABLES

Table 1 : Analytical U-Pb zircon data.

Table 2 : History of Cadomian events in the northern Armorican Massif.

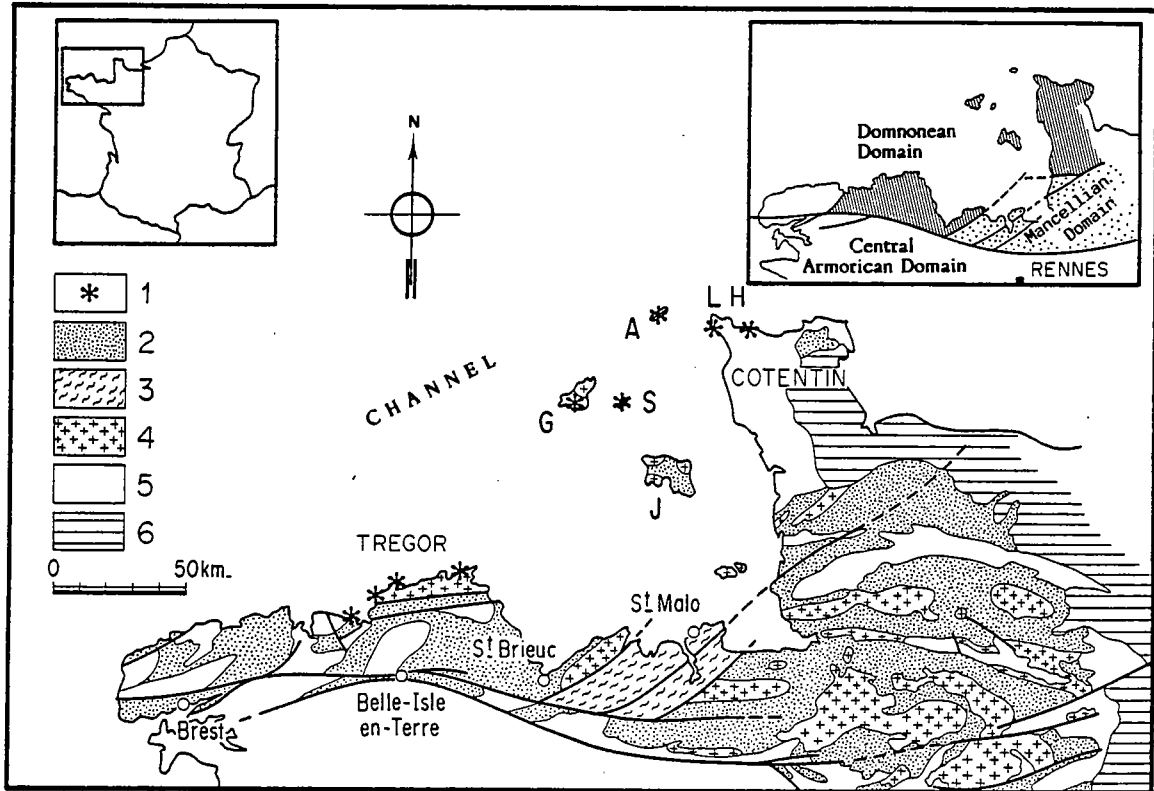


Fig. 1

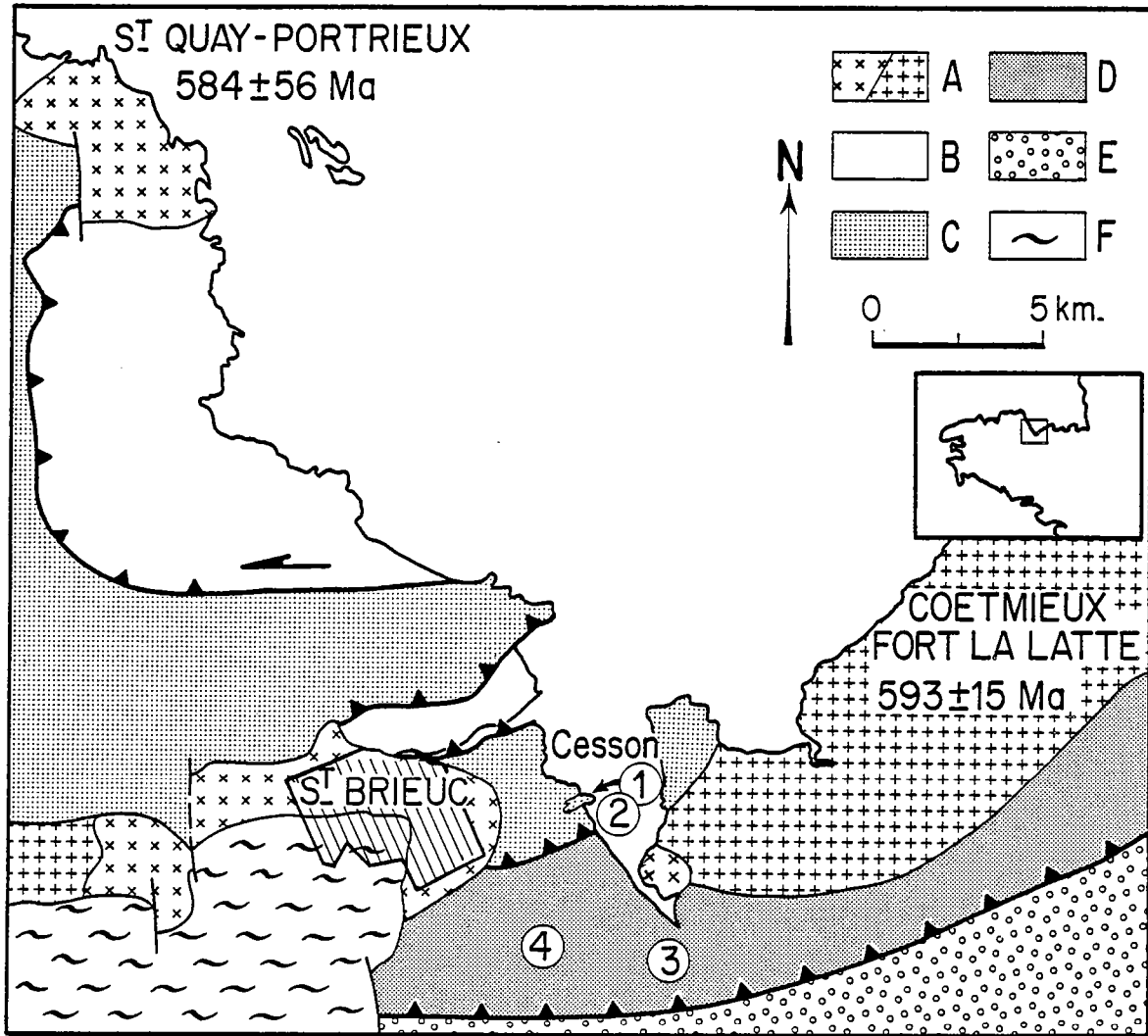


Fig. 2

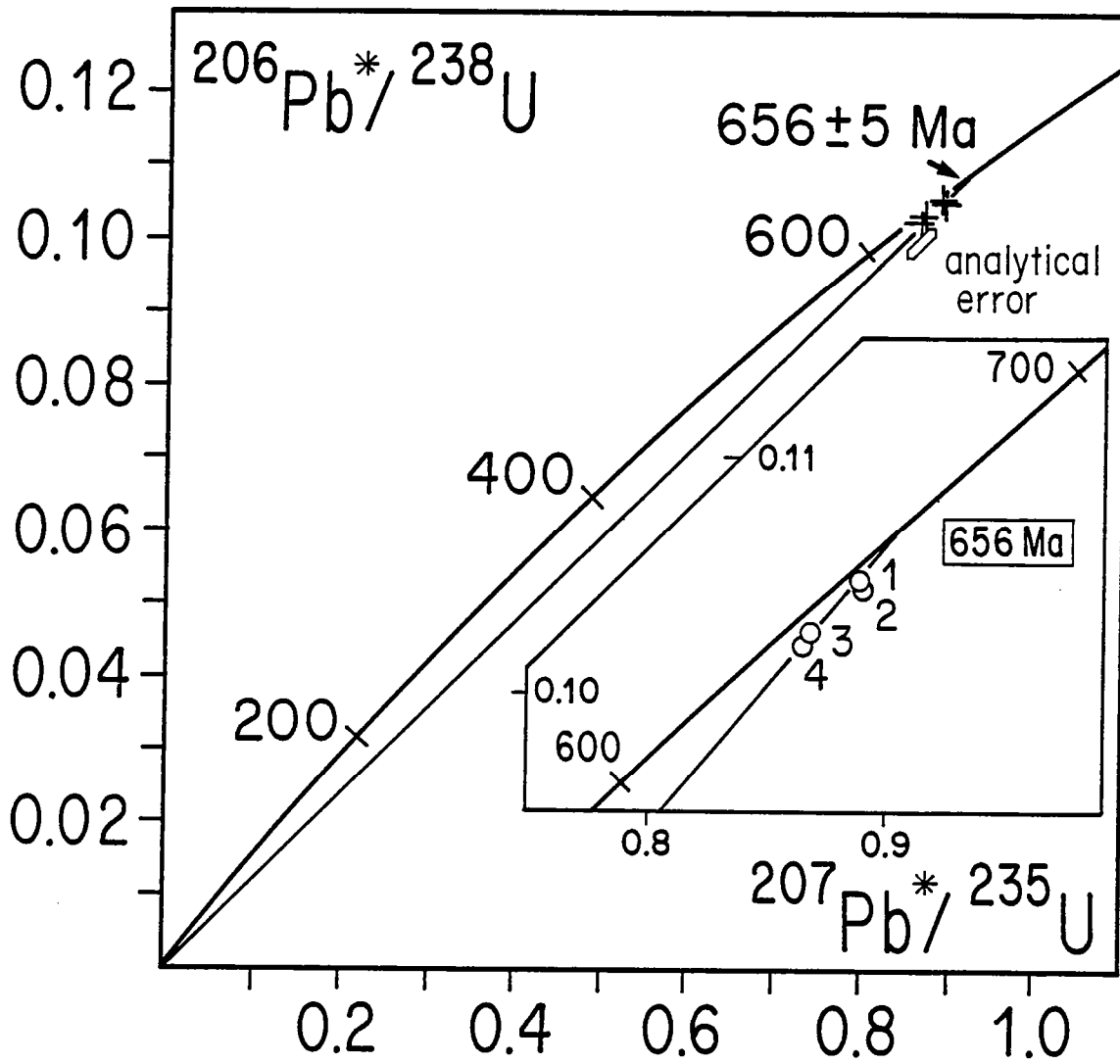


Fig. 3

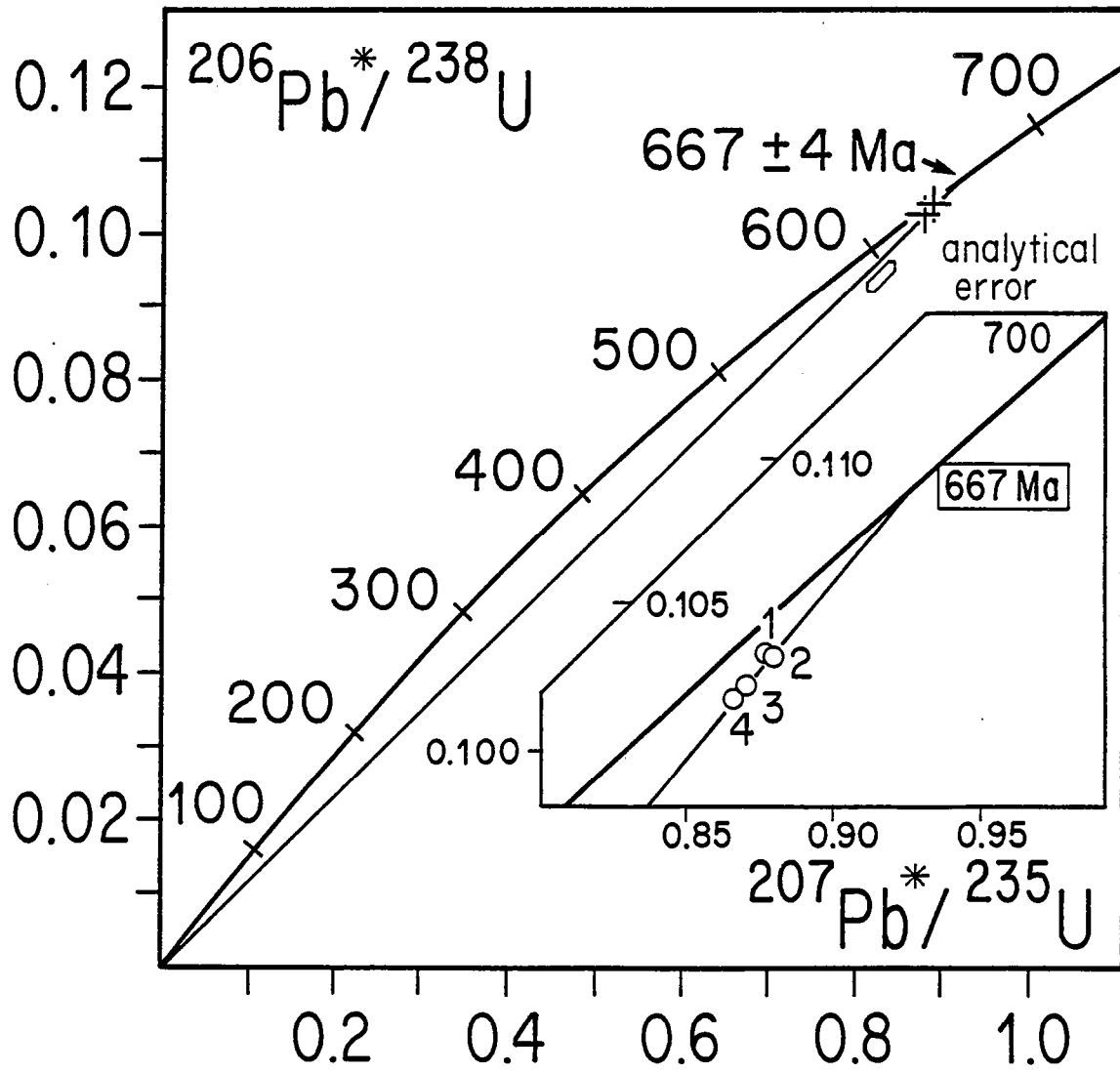


Fig. 4

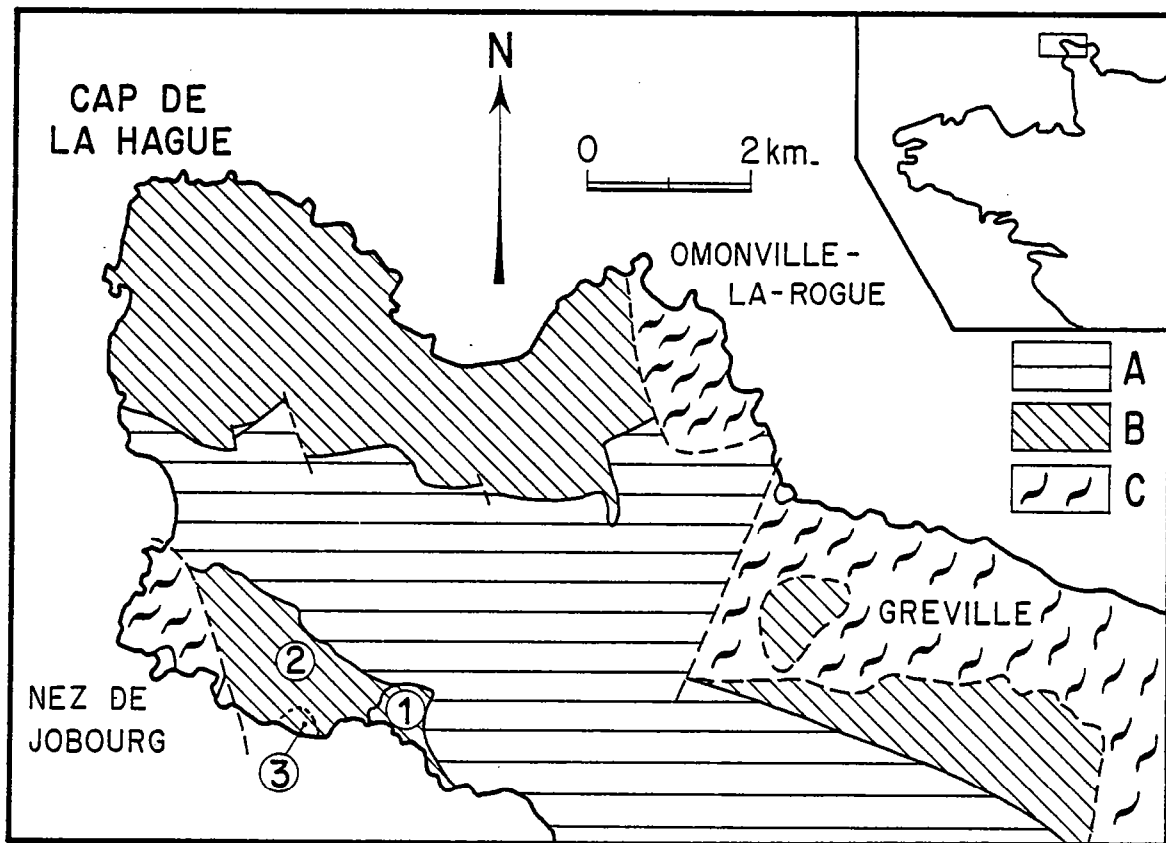


Fig. 5

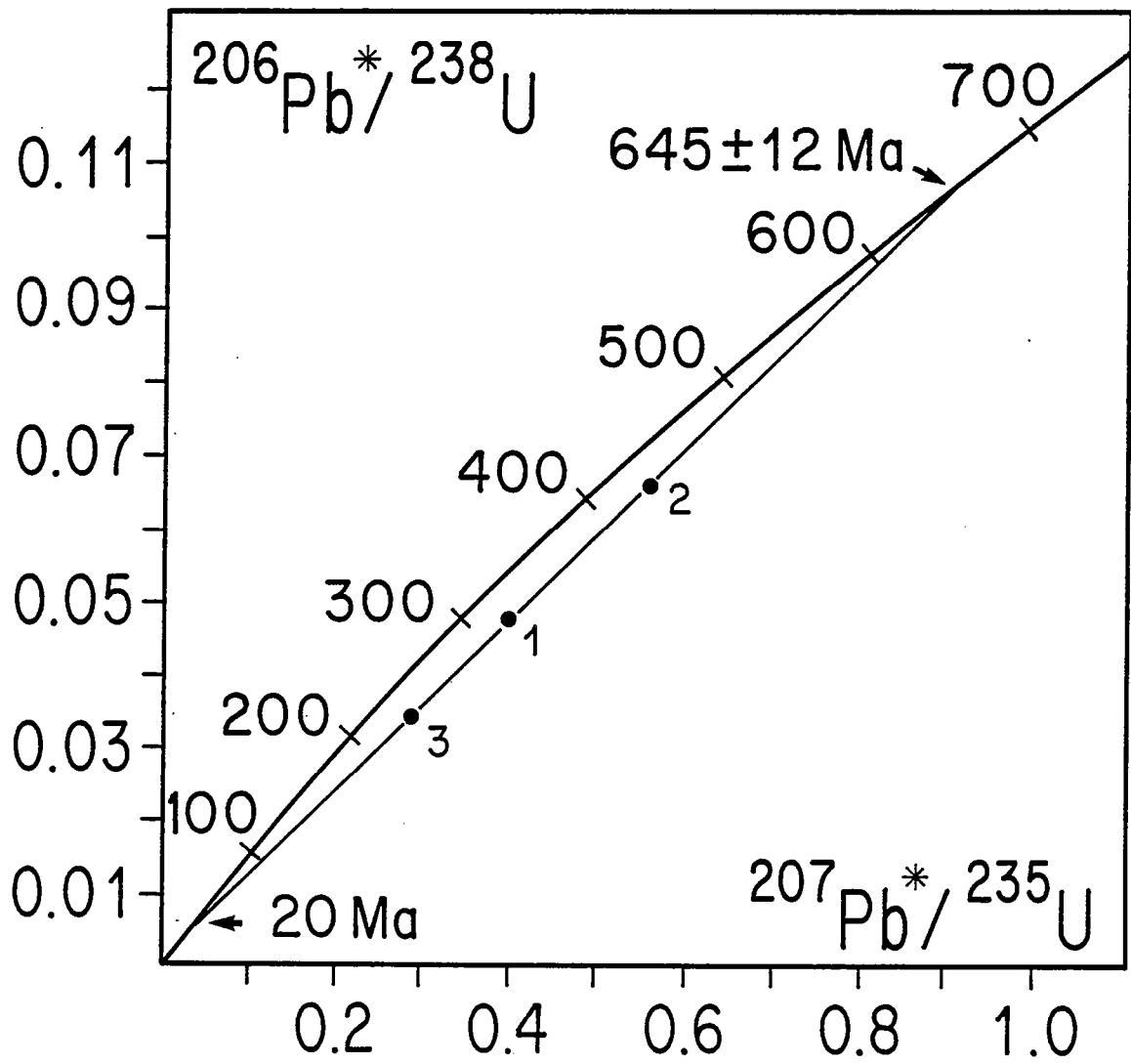


Fig. 6

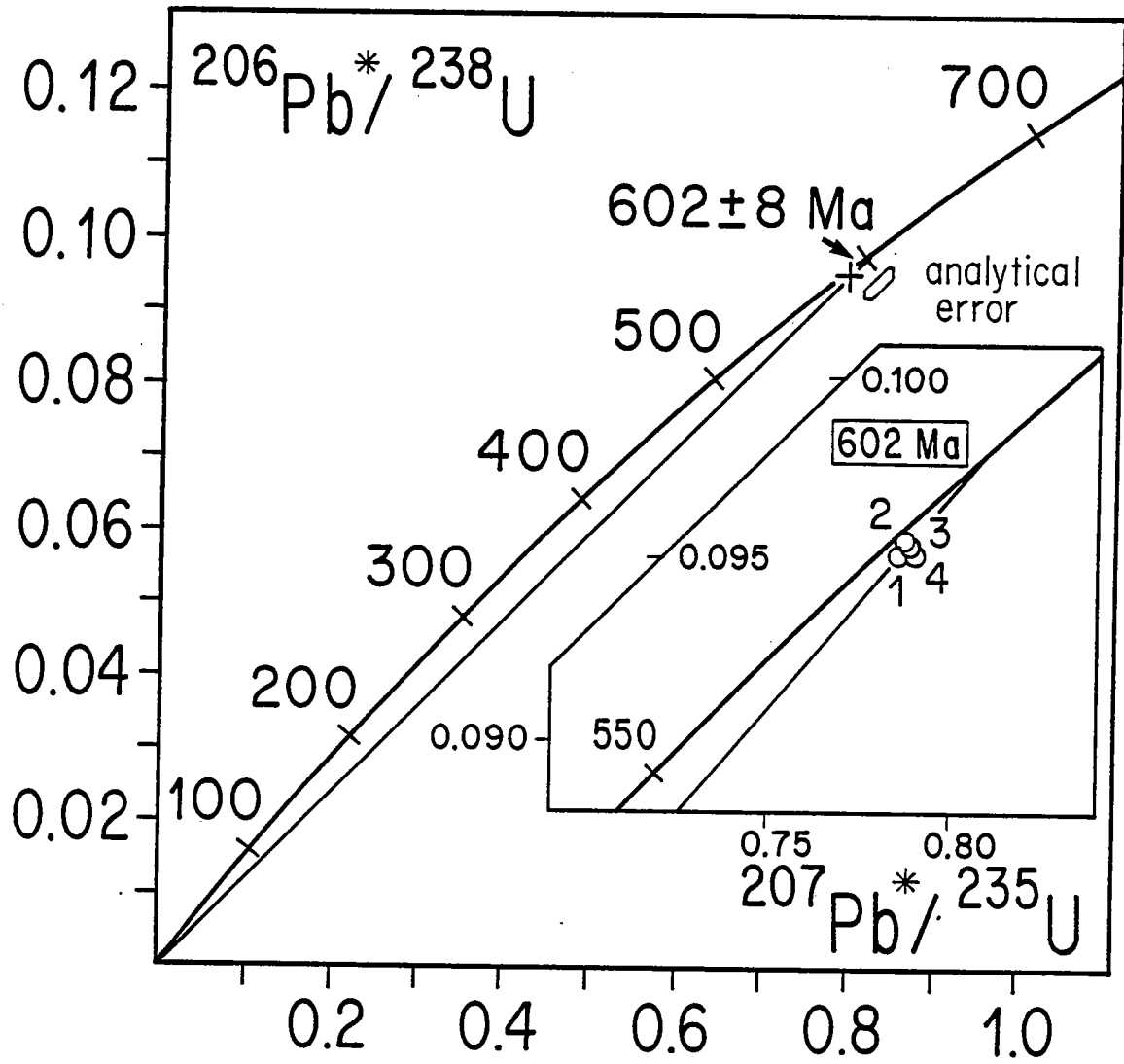


Fig. 7

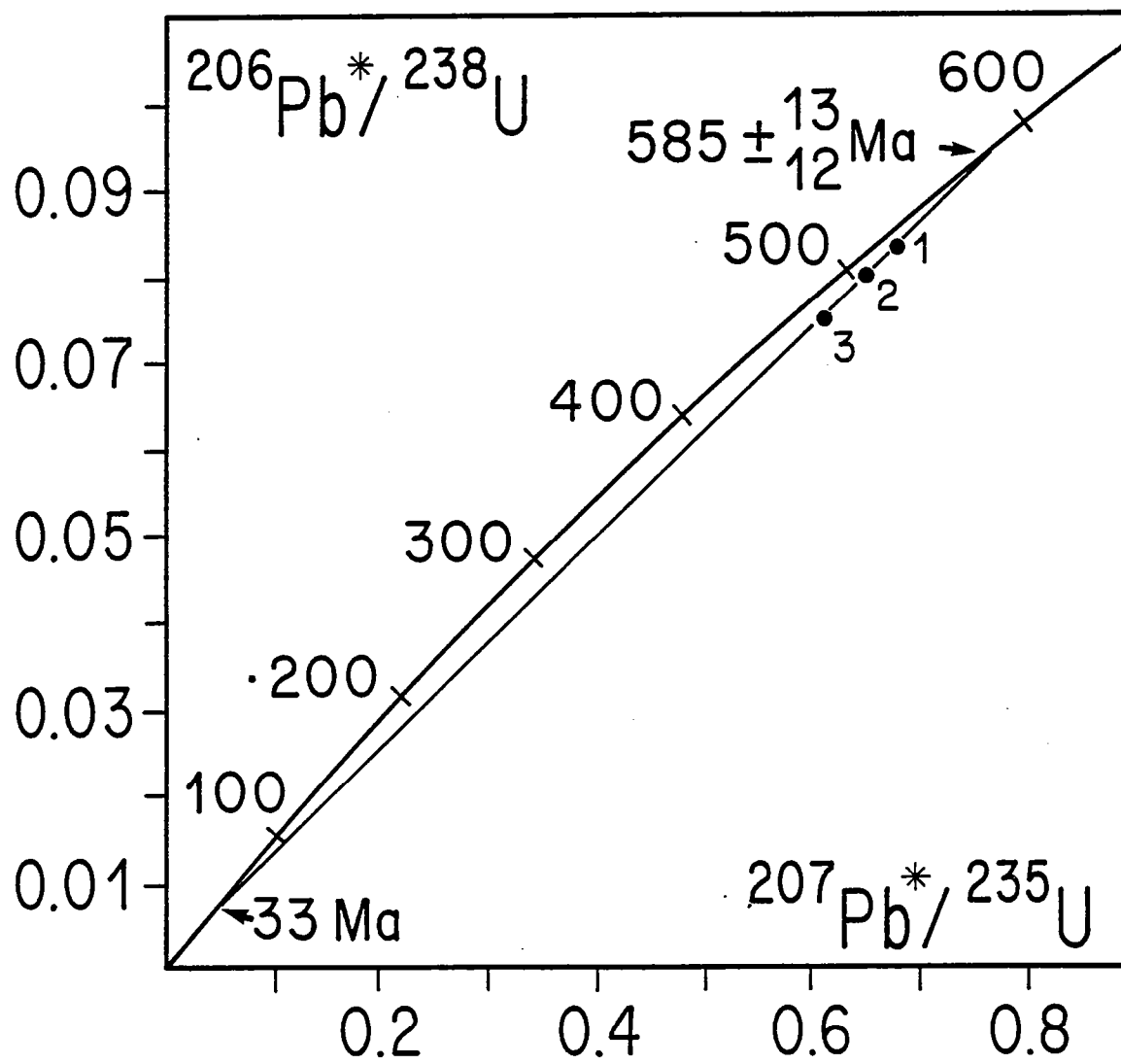


Fig. 8

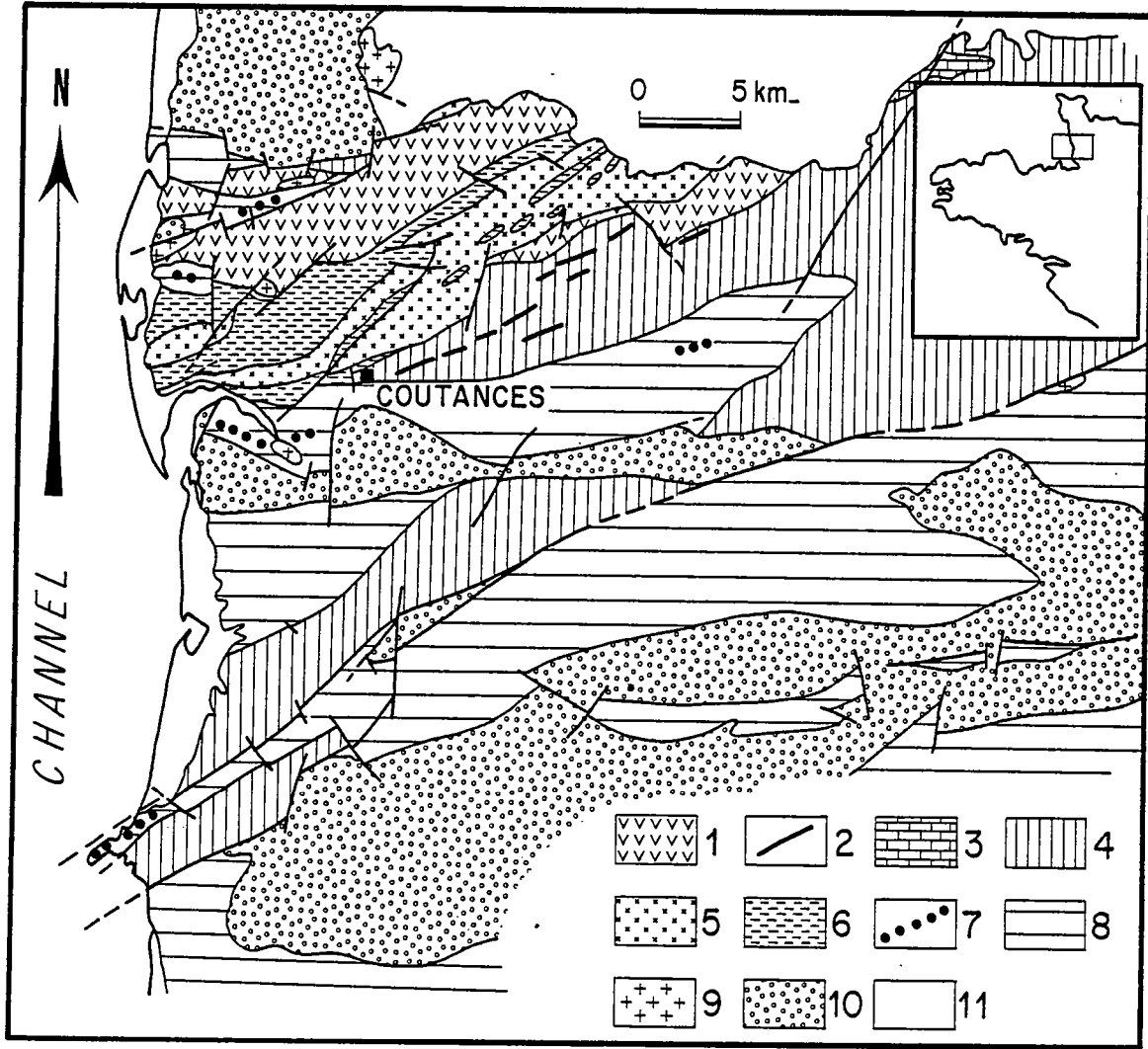


Fig. 9

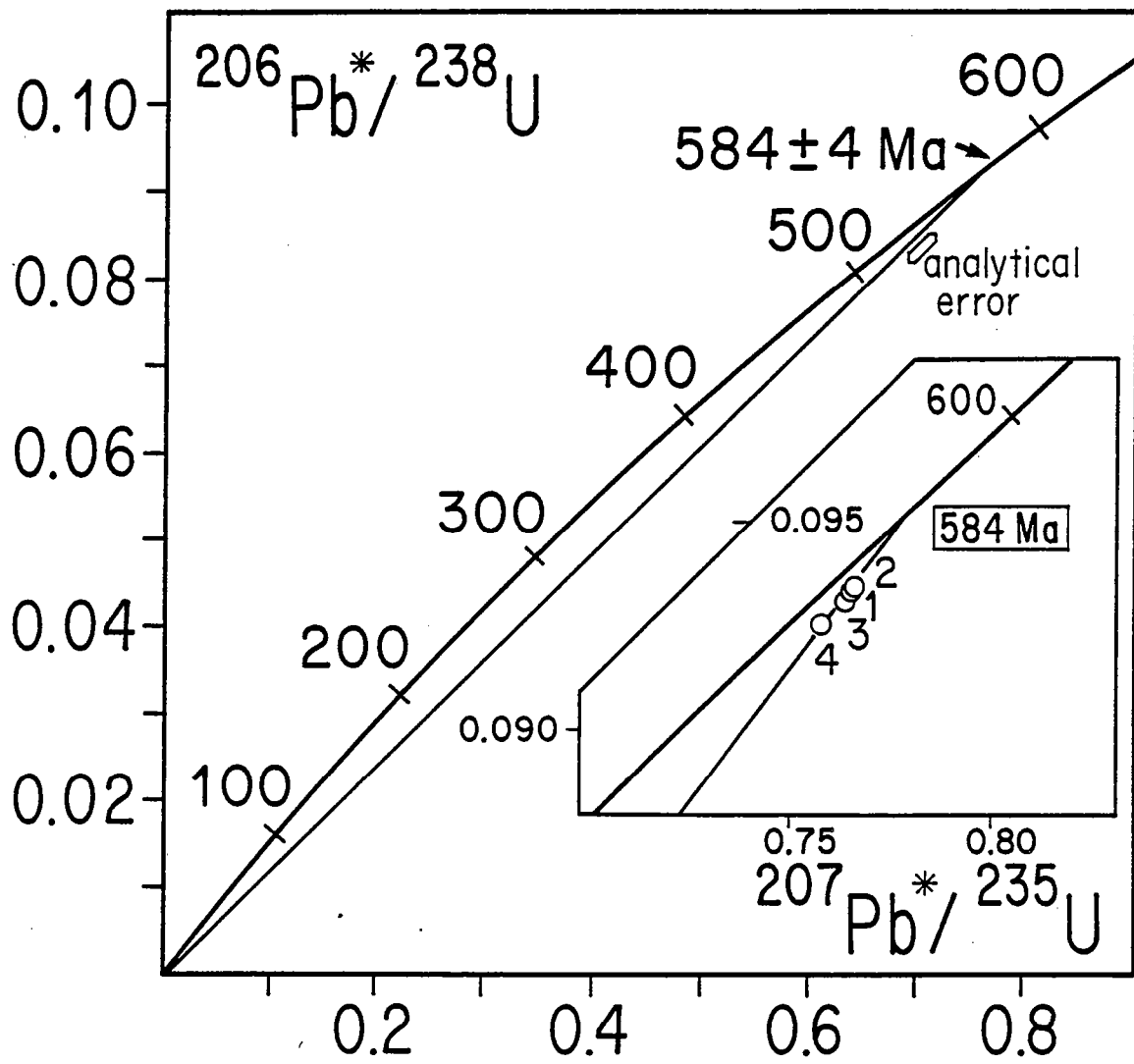


Fig. 10

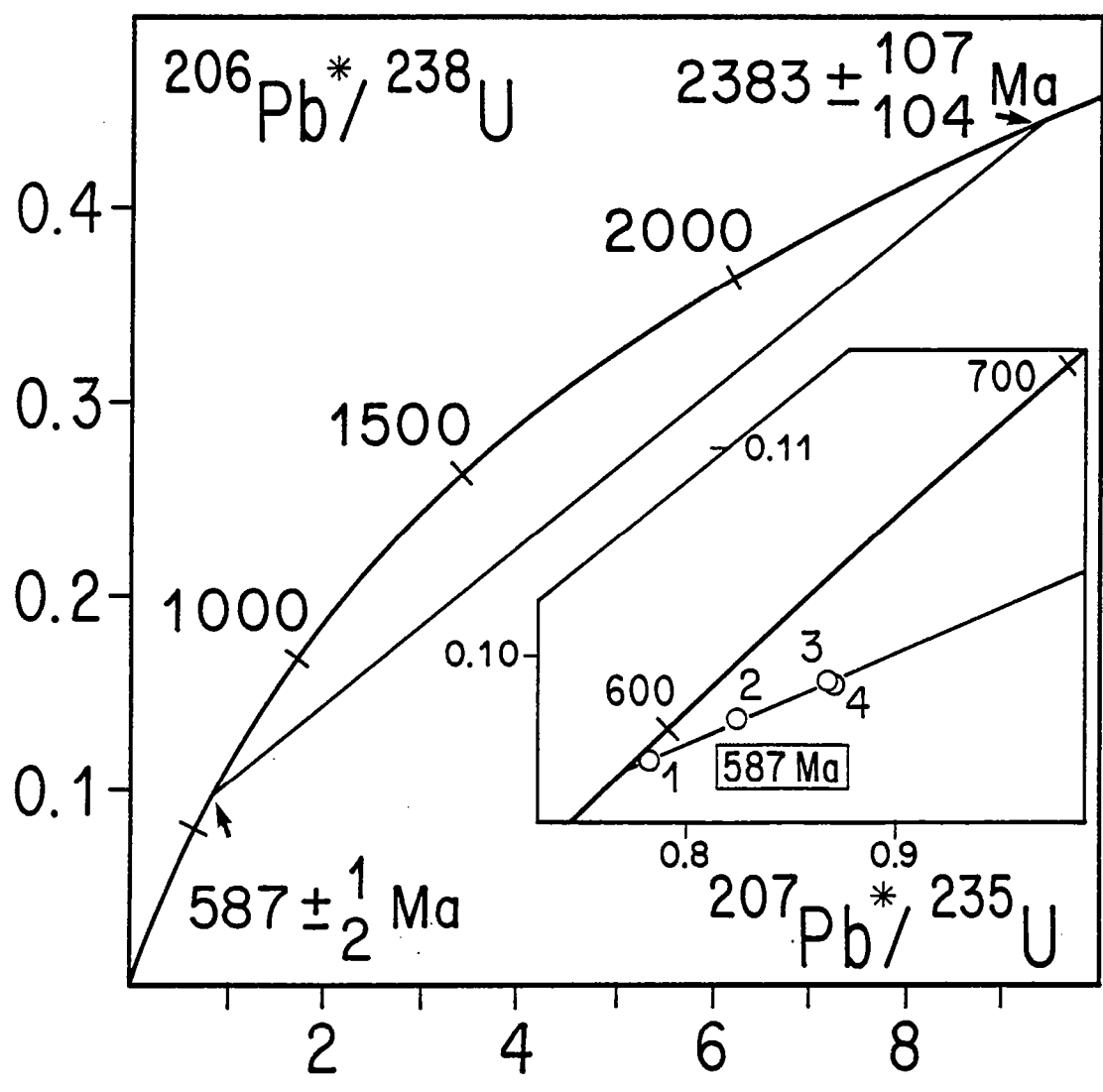


Fig. 11

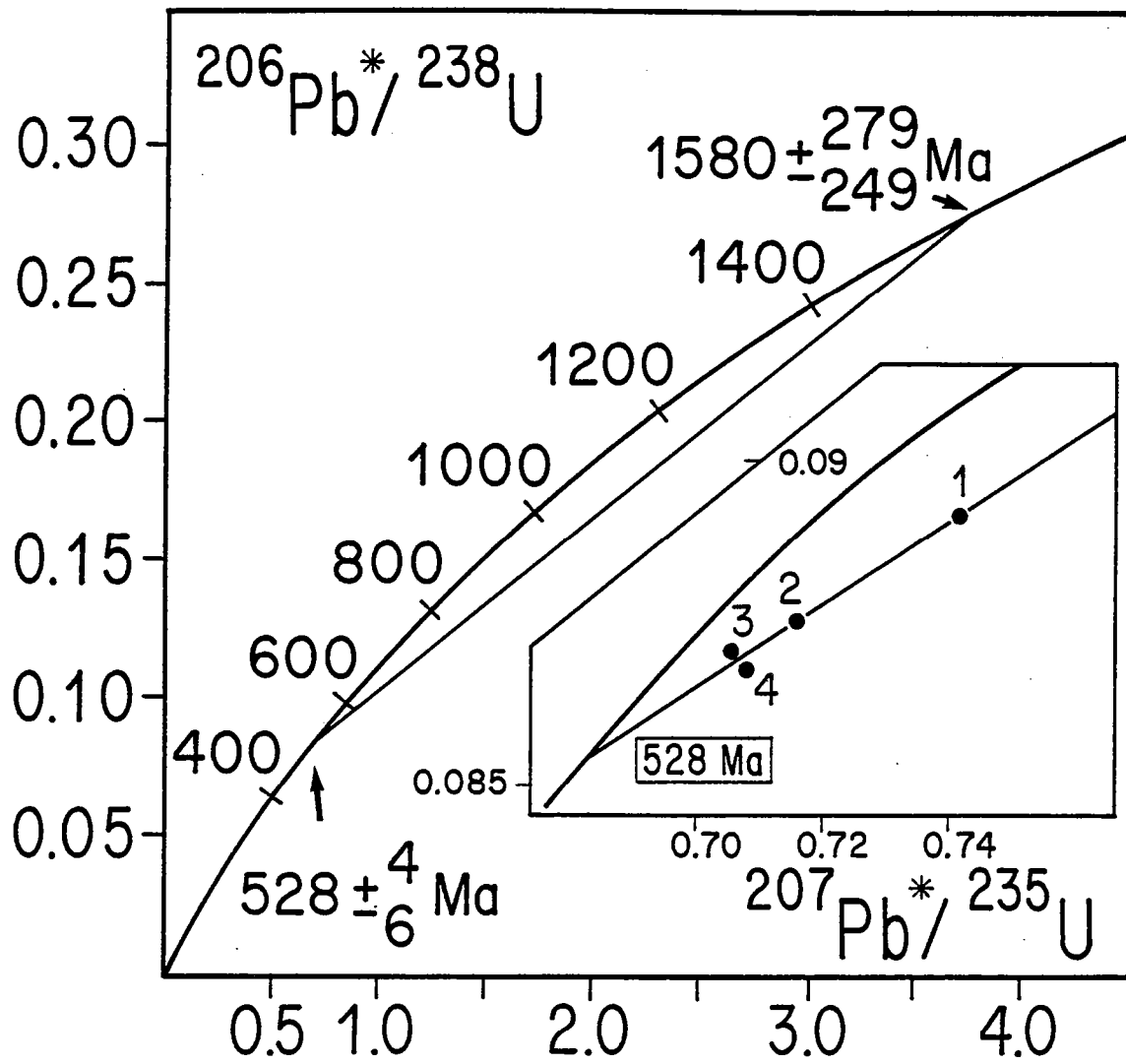


Fig. 12

Size fraction (μm)	Concentrations		Isotopic ratios				Apparent ages (Ma)		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
CESSON CONGLOMERATE									
<u>Sample 8033</u>									
1. > 132	140	15.6	2222	0.10473	0.88692	0.06141	642	645	654
2. 100-105	209	23.1	1207	0.10452	0.88697	0.06154	641	645	658
3. 45- 55	223	24.3	1697	0.10267	0.86621	0.06118	630	634	646
4. < 37	270	29.5	2366	0.10204	0.86509	0.06148	626	633	656
<u>Sample 9363</u>									
1. > 132	345	37.0	1356	0.10338	0.88000	0.06173	634	641	665
2. 80-105	366	39.8	1522	0.10322	0.88035	0.06185	633	641	669
3. 48- 54	428	47.3	1293	0.10223	0.87064	0.06176	627	636	666
4. < 37	423	47.2	1091	0.10180	0.86717	0.06171	625	634	666
LANGUEUX-YFFINIAC COMPLEX									
<u>Sample 8029 : Le Perray</u>									
1. > 132	358	34.7	17143	0.09512	0.78563	0.05990	586	589	600
2. 120-132	362	35.3	4864	0.09562	0.78706	0.05969	589	590	593
3. 60- 80	432	41.6	9166	0.09539	0.78790	0.05990	587	590	600
4. < 60	415	49.0	5800	0.09506	0.78991	0.06026	585	591	613
<u>Sample 8031 : La Croix-Gibat</u>									
1. > 100	149	14.8	847	0.09510	0.78207	0.05964	586	587	591
2. 80-100	181	18.4	2322	0.09701	0.82383	0.06159	597	610	660
3. 45- 80	200	20.8	3153	0.09880	0.86888	0.06378	607	635	734
4. < 45	247	25.6	1011	0.09863	0.87107	0.06405	606	636	743
COUTANCES QUARTZ-DIORITE									
<u>Sample 7619</u>									
1. > 132	273	25.3	2704	0.09331	0.76576	0.05952	575	577	586
2. 105-120	298	27.6	6926	0.09347	0.76663	0.05949	576	578	585
3. 69- 80	353	32.6	10564	0.09326	0.76435	0.05944	575	577	583
4. < 37	458	42.2	18358	0.09269	0.75936	0.05941	571	574	582
THIEBOT COMPLEX									
<u>Sample 3411 : Moulinet orthogneiss</u>									
1. 74-105	1373	63.6	13186	0.04744	0.39563	0.06049	299	338	621
2. 53- 74	1061	68.4	3972	0.06603	0.55577	0.06105	412	449	641
3. < 53	1558	52.2	3511	0.03433	0.28633	0.06049	218	256	621
<u>Sample 3412 : Moulinet quartz diorite</u>									
1.	365	31.8	4953	0.08319	0.68117	0.05939	515	527	581
2.	376	31.0	4319	0.07984	0.65122	0.05915	495	509	573
3.	401	31.1	4768	0.07484	0.61159	0.05927	465	485	577
BEG AR FOURM GRANODIORITE									
<u>Sample 8030</u>									
1. 80-100	581	49.7	3859	0.08908	0.74162	0.06038	550	563	617
2. 69- 80	641	53.7	4245	0.08746	0.71621	0.05939	540	548	582
3. 37- 55	615	51.3	3524	0.08705	0.70568	0.05879	538	542	559
4. < 37	740	61.7	2354	0.08673	0.70815	0.05921	536	544	575

Table 1

CADOMIAN HISTORY

		Possible model		
667 \pm 4 Ma] (Cesson (uplift, erosion, sedimentation) (Le Moulinet)	Active margin magmatism] 656 Ma	
645 \pm 12 Ma				
	CALC-ALKALINE MAGMATISM] L] O] W] E] R] B] R] I] V] E] R] I] A] N	
	Granodiorites - granites			
615 \pm 13] (Tregor)			
	CALC-ALKALINE MAGMATISM	Back-arc		
602 \pm 7] metagabbros and ultrabasites (Belle Isle en Terre - Baie de Saint Brieuc)	systems		
	FIRST METAMORPHISM	Closure of the		
594 \pm 15] Belle Isle en Terre - Saint Brieuc AND	back-arc system		
	CALC-ALKALINE MAGMATISM	Active margin		
585 \pm 5] Diorites and granodiorites (St Quay Portrieux - St Brieuc - Fort La Latte, Coutances, Thiebot, etc...)	magmatism during the arc-continent collision] 585 Ma
	SECOND METAMORPHISM	Collision, subduction ends. Crustal thickening] U] P] P] E] R] B] R] I] O] V] E] R] I] A] N
541 \pm 5] Crustal melting, migmatites and crustal type granites : St Malo - Mancellia			
	LATE CADOMIAN MAGMATISM	Ensialic end-Cadomian events		
552 \pm 8] Calc-alkaline and alkaline (Beg ar Fourm, Lezardrieux, St Germain Le Gaillard, Belle Isle en Terre, Jersey...)] 540 Ma	

Table 2

**Publié avec l'aimable autorisation de
l'Académie des Sciences de Paris**

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 89-92, 1989

89

Géologie/Geology

**Données nouvelles sur l'âge du système briovérien
(Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif
armoricain**

Catherine GUERROT, Jean-Jacques PEUCAT et Lionel DUPRET

Résumé — Les âges U-Pb sur zircons obtenus sur des galets de granodiorites inclus dans le Conglomérat de Cesson (667 ± 4 M.a. et 656 ± 5 M.a.) et sur la Diorite quartzique de Coutances (584 ± 4 M.a.) fournissent de nouveaux repères chronostratigraphiques pour situer le dépôt du Briovérien inférieur entre 656 et 584 M.a. et celui du Briovérien supérieur entre 584 et 540 M.a. Ces deux époques de sédimentation se relient directement avec les deux grandes étapes de l'évolution géodynamique cadomienne dans le nord du Massif armoricain.

**New data on the age of the Brioverian system (Upper Proterozoic) in the Northern
Armorican Massif**

Abstract — U-Pb zircon ages for granodioritic boulders from the Cesson Conglomerate (667 ± 4 M.a. and 656 ± 5 M.a.), as well as the age of the Coutances quartz-diorite (584 ± 4 M.a.), allow the recognition of a Lower Brioverian deposit between 656 and 584 M.a. and an Upper Brioverian deposit between 584 and 540 M.a. These two periods of sedimentation followed the two phases of the Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif.

INTRODUCTION. — Dans le Massif armoricain, le Précambrien sédimentaire (s. l.) est essentiellement représenté par les formations briovériennes. En Normandie, les plus récentes de ces formations sont recouvertes par un Cambrien inférieur fossilifère [1] et recoupées par de nombreux plutons cadomiens datés à 540 M.a. (âge U-Pb sur monazite, [2]) : elles sont donc clairement précambriennes. Par contre, dans la partie occidentale de la Bretagne centrale, le Briovérien est directement recouvert par les terrains ordoviciens transgressifs datés de l'Arenig [3]. Une partie de ce Briovérien pourrait donc avoir en toute rigueur un âge Cambrien.

La base du Briovérien, reconnue classiquement en Bretagne nord dans la formation conglomératique de Cesson [4], n'est pas véritablement datée. Jusqu'à présent nous pouvions tout au plus dire qu'elle était postérieure à 1,8-2,2 Ga, âge du socle polymétamorphique du Protérozoïque inférieur dont le Trégor et La Hague gardent les témoins.

D'autre part, les relations stratigraphiques entre les différentes formations du Briovérien sont généralement masquées par l'existence de nombreux contacts tectoniques, comme par exemple les chevauchements de la Baie de Saint-Brieuc [5]. Malgré cela, on peut établir au sein du système briovérien une stratigraphie relative basée sur les remaniements des unités lithologiques avec un groupe inférieur à phanites interstratifiés et un groupe supérieur à phanites remaniés ([6], [7], [8]).

Le but de ce travail a donc été d'obtenir l'âge de galets granodioritiques inclus dans le Conglomérat de Cesson et de dater avec précision l'intrusion de la Diorite quartzique de Coutances qui se place entre les groupes inférieur et supérieur du Briovérien [7]. Les données analytiques utilisées ici sont intégrées dans un récent article de synthèse sur l'orogène cadomien [9].

LA BASE DU BRIOVÉRIEN EN BRETAGNE SEPTENTRIONALE (BAIE DE SAINT-BRIEUC). — En Baie de Saint-Brieuc, on distinguait classiquement un socle ancien protérozoïque inférieur

Note présentée par Jean AUBOUIN.

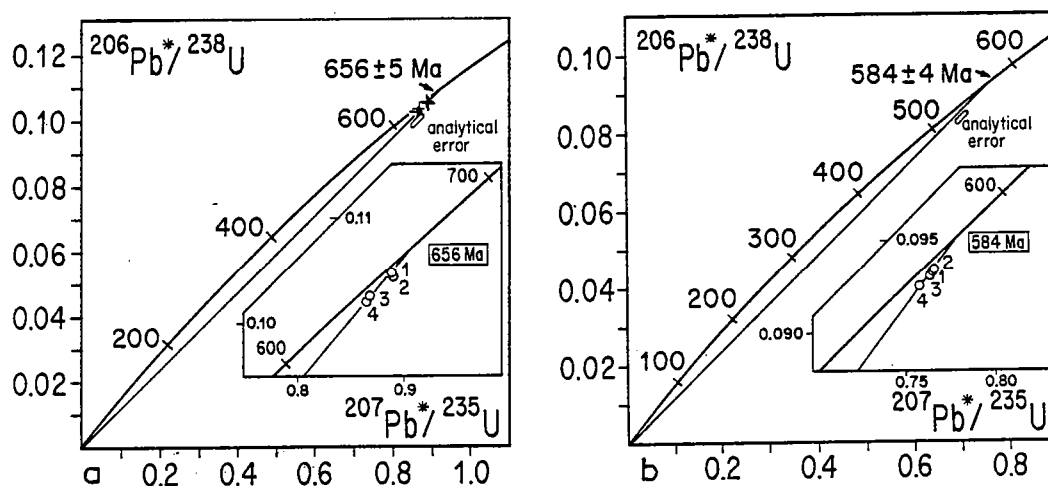


Fig. 1. — Diagrammes U-Pb :
(a) Galet inclus dans le Poudingue de Cesson. (b) Diorite de Coutances.

Fig. 1. — U-Pb diagrams:
(a) Boulder from the Cesson Conglomerate. (b) Coutances Diorite.

(Pentévrien), représenté par la diorite foliée de Coëtmieux-Fort-la-Latte, sur lequel reposaient en discordance les séries du Protérozoïque supérieur (Briovérien) [10]. La série de base du Briovérien sédimentaire — Formation de Cesson —, débutant par un conglomérat à gros galets d'orthogneiss, était interprétée comme une série basale transgressive, remaniant le socle pentévrien sous-jacent ([10], [11]). D'autres arguments conduisaient également les auteurs à attribuer au complexe basique de Langueux-Yffiniac un âge pentévrien ([4], [8], [12]).

La datation en U-Pb sur zircons de la diorite de Coëtmieux-Fort-la-Latte à 593 ± 15 M.a. [13] a clairement montré l'appartenance de ces roches à l'histoire cadomienne, mettant ainsi en doute l'existence du Protérozoïque inférieur en Baie de Saint-Brieuc (alors que celui-ci existe dans la frange Nord du Massif armoricain).

Plus récemment, une étude géochronologique du magmatisme cadomien (U-Pb sur zircons) [9] a apporté les contraintes suivantes :

- le complexe de Langueux-Yffiniac est daté à 602 ± 8 M.a. [9] et appartient donc au Protérozoïque supérieur comme le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre ([14], [15]), qui correspond à un magmatisme de bassin arrière-arc du dispositif orogénique cadomien ;
- deux galets d'orthogneiss provenant du Poudingue de Cesson ont été datés à 667 ± 4 M.a. et 656 ± 5 M.a. (fig. 1 a), ce qui démontre l'existence d'un magmatisme calco-alcalin cadomien précoce [9]. Ces âges obtenus sur du matériel remanié impliquent également un cycle complet de soulèvement, érosion et sédimentation entre 656 et 585 M.a. (cette dernière donnée correspond à l'âge moyen des diorites intrusives dans les formations briovériennes de la Baie de Saint-Brieuc ([13], [16], [17]).

Les âges obtenus infirment donc la présence de Protérozoïque inférieur en Baie de Saint-Brieuc et fixent une limite inférieure au Briovérien sédimentaire

UNE INTRUSION INTRA-BRIOVÉRIENNE : LA DIORITE DE COUTANCES (NORMANDIE). — Le Briovérien de Normandie se subdivise en deux groupes ([7], [18]). Le groupe inférieur comprend

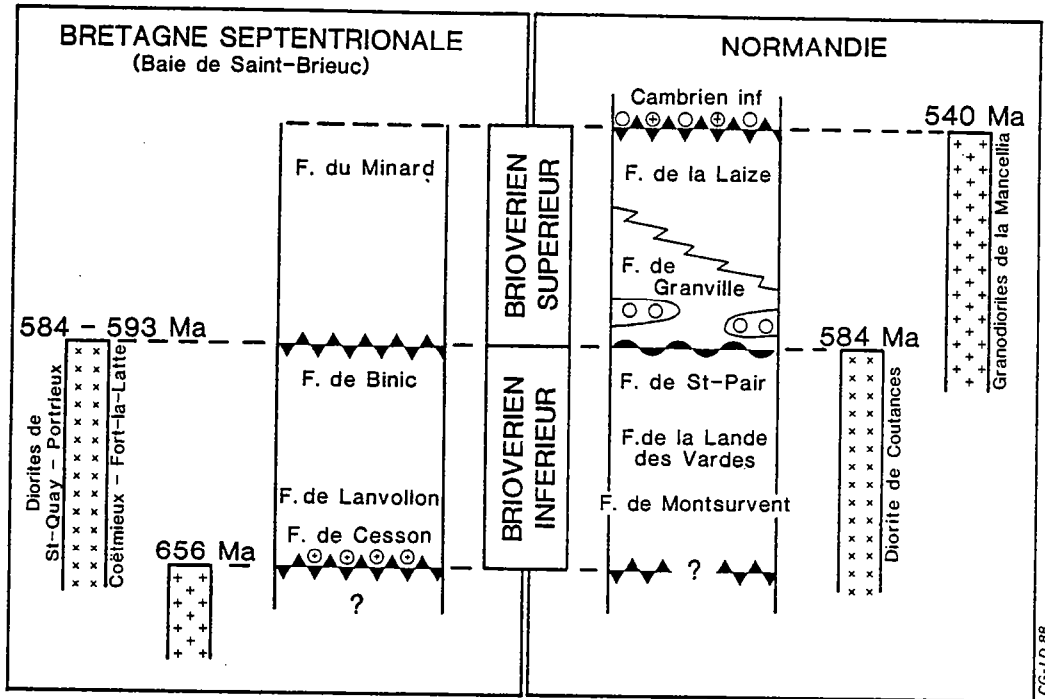


Fig. 2. — Age du Briovérien dans le nord du Massif armoricain.

Fig. 2. — Age of the Brioverian in the North Armorican Massif.

des volcanites (formations de Montsurvent, du Val de Saire, de la Terrette et des Mortes Femmes), des schistes sériciteux noirs dans lesquels s'individualisent diverses formations lithologiques (phtanites de la Lande des Vardes, grès tufacés de Rampan, calcaires oolithiques de la Meauffe), et des schistes rubanés (formation de Saint-Pair). La plupart de ces faciès sont remaniés dans la puissante série turbiditique qui constitue le *groupe supérieur*, au niveau des diamictites (formation de Granville) ou des grès grauwaqueux (formation de la Laize). Le Cambrien inférieur, daté du Tommotien probable [19], repose en discordance sur ce Briovérien supérieur.

Dans la région de Coutances, les volcanites du Briovérien inférieur, métamorphosées dans le faciès amphibolite, sont recoupées par la Diorite quartzique de Coutances [7], alors que les grès et siltites épizonaux du Briovérien supérieur qui la jouxtent ne subissent pas l'influence thermique liée à cette intrusion syncinématique. La datation de la Diorite de Coutances fournit donc un jalon chronologique important, permettant de fixer la limite entre les groupes inférieur et supérieur du Briovérien normand.

L'étude géochronologique, utilisant la méthode U-Pb sur zircons, a été réalisée sur le faciès le plus commun de cette intrusion, c'est-à-dire une tonalite à gros cristaux de hornblende verte prélevée aux Roches Bichues (sud de Feugères). L'âge obtenu est de 584 ± 4 M.a. [9] (fig. 1 b), ce qui s'accorde bien avec l'âge de la diorite de Coëtmeux-Fort-la-Latte, considérée comme l'équivalent pétrographique et géochimique de la diorite de Coutances en Bretagne septentrionale.

Dans le domaine mancellien, le Briovérien supérieur est partout recoupé et métamorphosé par les granodiorites du batholite de la Mancellia qui se mettent en place vers 540 ± 10 M.a. [2].

CONCLUSION : AGE DU BRIOVÉRIEN. — Les données géochronologiques concernant le Poudingue de Cesson, la Diorite de Coutances, les autres diorites de la Baie de Saint-Brieuc, ainsi que le batholite mancelien, permettent d'établir une chronostratigraphie du Briovérien dans le nord du Massif armoricain comme suit (fig. 2) :

— *Un Briovérien inférieur* (656 à 584 M.a.). — En Baie de Saint-Brieuc, la limite inférieure est obtenue indirectement grâce à l'âge des galets remaniés dans le poudingue de base du Briovérien. Cet âge de 656 ± 5 M.a. doit être considéré comme l'âge maximal du début de la sédimentation. La limite supérieure est donnée par la datation des intrusions de Saint-Quay-Portrieux (584 ± 56 M.a. [17]) et de Coëtmieux-Fort-la-Latte (593 ± 15 M.a. [13]). En Normandie, la borne supérieure est fixée par l'âge de la Diorite de Coutances (584 ± 4 M.a.); la base n'est pas connue;

— *Un Briovérien supérieur* (584 à 540 M.a.). — Ces limites sont obtenues grâce à la datation des diorites syncinématiques (Coutances, Saint-Quay-Portrieux, Coëtmieux-Fort-la-Latte ...) pour l'âge le plus ancien et par celle du batholite mancelien pour le plus récent. Elles définissent la période de sédimentation du Briovérien post-phtanitique.

Ces deux périodes de sédimentation correspondent aux deux étapes de l'évolution géodynamique cadomienne qui s'inscrit dans un processus de subduction sous une marge active [20]. La première étape se traduit par l'ouverture d'un bassin situé en arrière de cette marge, sans doute postérieurement à 656 M.a. La fermeture de ce bassin et la collision arc magmatique — continent aux alentours de 585 M.a., scellent cette première période de sédimentation. La seconde s'achève vers 540 M.a. avec les derniers événements magmatiques liés à la subduction.

Note remise le 28 novembre 1988, acceptée le 30 novembre 1988.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] F. DORE, In *Géodynamique du Massif Armoricain*, R.C.P., 705, Le Mans, 1984, p. 18.
- [2] P. PASTEELS et F. DORE, In *Numerical dating in stratigraphy*, G. S. ODIN éd., 1982, p. 784-790.
- [3] J. L. BONJOUR, J. J. PEUCAT, J. J. CHAUVÉL, F. PARIS et J. CORNICHE, *Chemical Geology (Isotope Geosc. Sect.)*, 72, n° 4, 1988, p. 329-336.
- [4] J. COGNE, In *Géologie de la France*, J. DEBELMAS éd., 1974, p. 105-161.
- [5] P. BALE et J. P. BRUN, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297, série II, 1983, p. 359-362.
- [6] C. LE CORRE, *Bull. B.R.G.M.*, 1, n° 3, 1977, p. 219-254.
- [7] L. DUPRET, *Bull. Soc. Lim. Normandie*, 110-111, 1988, p. 75-100.
- [8] J. COGNE et A. E. WRIGHT, *Géologie de l'Europe, 26^e Congrès Géol. Int.; Mém. du B.R.G.M.*, 108, 1980, 306 p.
- [9] C. GUERROT et J.-J. PEUCAT, *Géol. Soc. sp. Publ.*, London (sous presse).
- [10] J. COGNE, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), I, n° 1, 1959, p. 112-118.
- [11] D. JEANNETTE et J. COGNE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266, série D, 1968, p. 2211-2214.
- [12] D. RABU, J. J. CHAUVÉL et J. CHANTRAINE, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXV, 1983, p. 615-621.
- [13] Ph. VIDAL, S. DEUTSCH, F. MARTINEAU et J. COGNE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279, série D, 1974, p. 631-634.
- [14] Y. HIRBEC, *Thèse 3^e cycle*, Rennes, 1979, 146 p.
- [15] J.-J. PEUCAT, Y. HIRBEC, B. AUVRAY, J. COGNE et J. CORNICHE, *Geology*, 9, 1981, p. 169-173.
- [16] Ph. VIDAL, B. AUVRAY, J. F. CHAUVÉL et J. COGNE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, série D, 1972, p. 1323-1326.
- [17] Ph. VIDAL, *Mém. B.R.G.M.*, 21, 1980, 162 p.
- [18] E. DISSLER, F. DORE, L. DUPRET, F. GRESSELIN et J. LE GALL, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 1988, p. 801-814.
- [19] F. DORE, L. DUPRET et J. LE GALL, *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, (C), 16, n° 1, 1984, p. 49-59.
- [20] B. AUVRAY, *Thèse Sc.*, Rennes, 1979, 680 p.

C. G. et J.-J. P. : Université de Rennes, Institut de Géologie,
C.A.E.S.S., Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex;
L. D. : Laboratoire de Géologie de Normandie occidentale,
Université de Caen, 14032 Caen Cedex.

IV - Conclusion

Les conclusions des deux articles précédents, dégagés à partir de résultats géochronologiques sont brièvement rappelés:

- Il n'y a pas de Protérozoïque inférieur reconnu en baie de Saint Brieuc

- L'orogène cadomien se déroule sur une période d'environ 150 Ma (670 à 530 Ma)

- Le système briovérien peut être divisé en deux périodes de sédimentation :

Briovérien inférieur : 660 - 580 Ma

Briovérien supérieur : 580 - 540 Ma.

- Ces données s'intègrent dans un modèle de subduction sous une marge active avec ouverture d'un bassin arrière arc vers 600 Ma. La fermeture de ce bassin et son occlusion vers le Sud se traduit par une phase tectonique majeure accompagnée de magmatisme et de métamorphisme.

Ces âges ainsi que la répartition des magmatismes en deux zones, plutonisme de type M au Nord et C au Sud, séparés par un bassin arrière arc, s'intègrent dans des modèles d'évolution géodynamique. Trois de ces modèles sont donnés en exemple. Le premier modèle proposé par Dissler et al. (1988) (Fig. 30) concerne l'évolution précambrienne du nord-est du massif armoricain, alors que les deux autres (Graviou et al., 1988 ; Chantraine et al., 1988) s'appliquent au domaine nord-armoricain dans son ensemble (Fig. 31; Fig. 32).

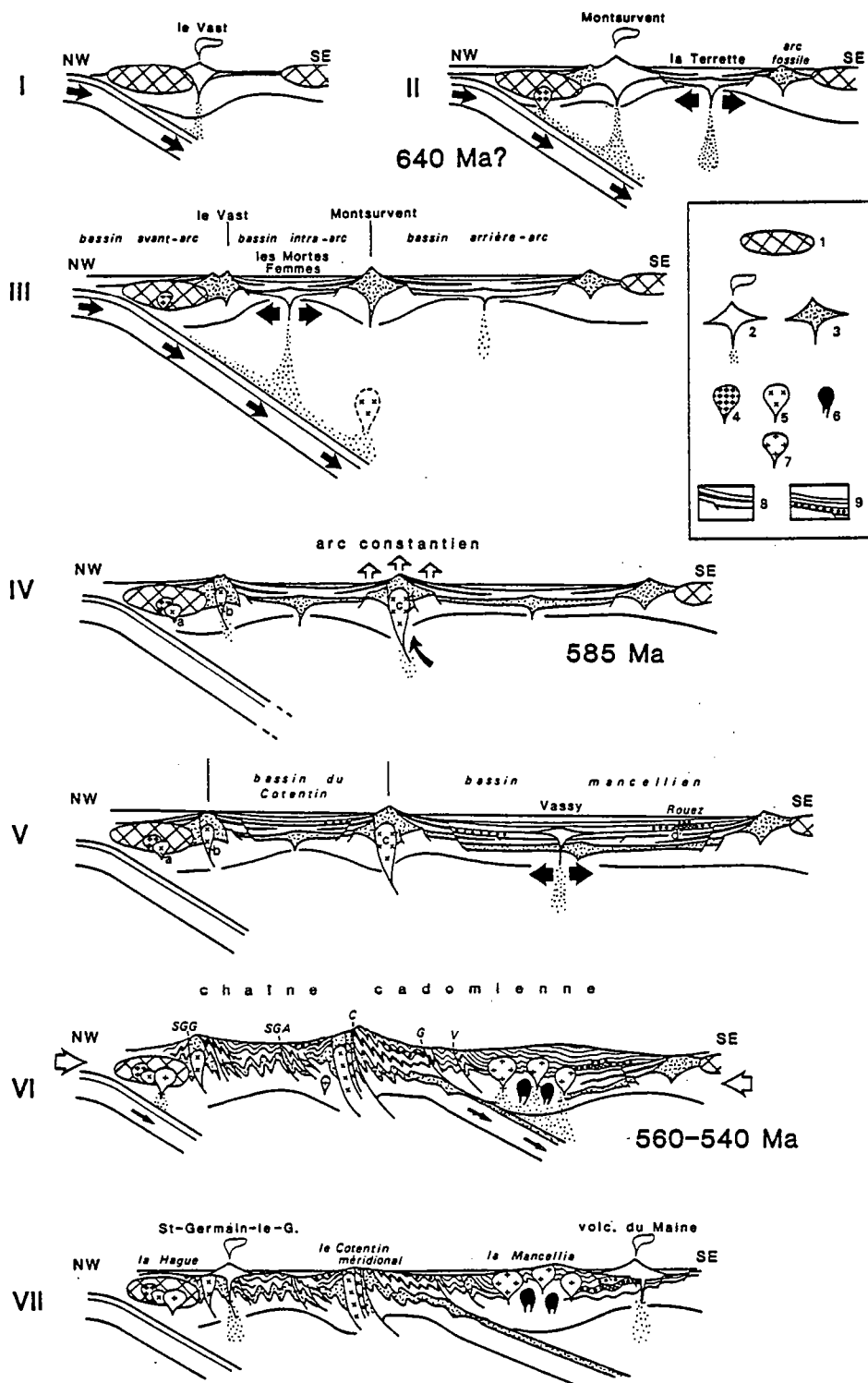


Fig. 30 : L'évolution géodynamique cadomienne (d'après Disler et al., 1988).

1 : socle pentévrien ; 2 : volcanisme actif ; 3 : volcanisme relique ; 4 : granitoides cadomiens précoces ; 5 : intrusions dloritiques de type Coutances ; 6 : intrusion gabbroiques tardi-cadomiennes ; 7 : granitoides tard-cadomiens ; 8 : formations à phyllites ; 9 : sédiments du Briovérien supérieur.

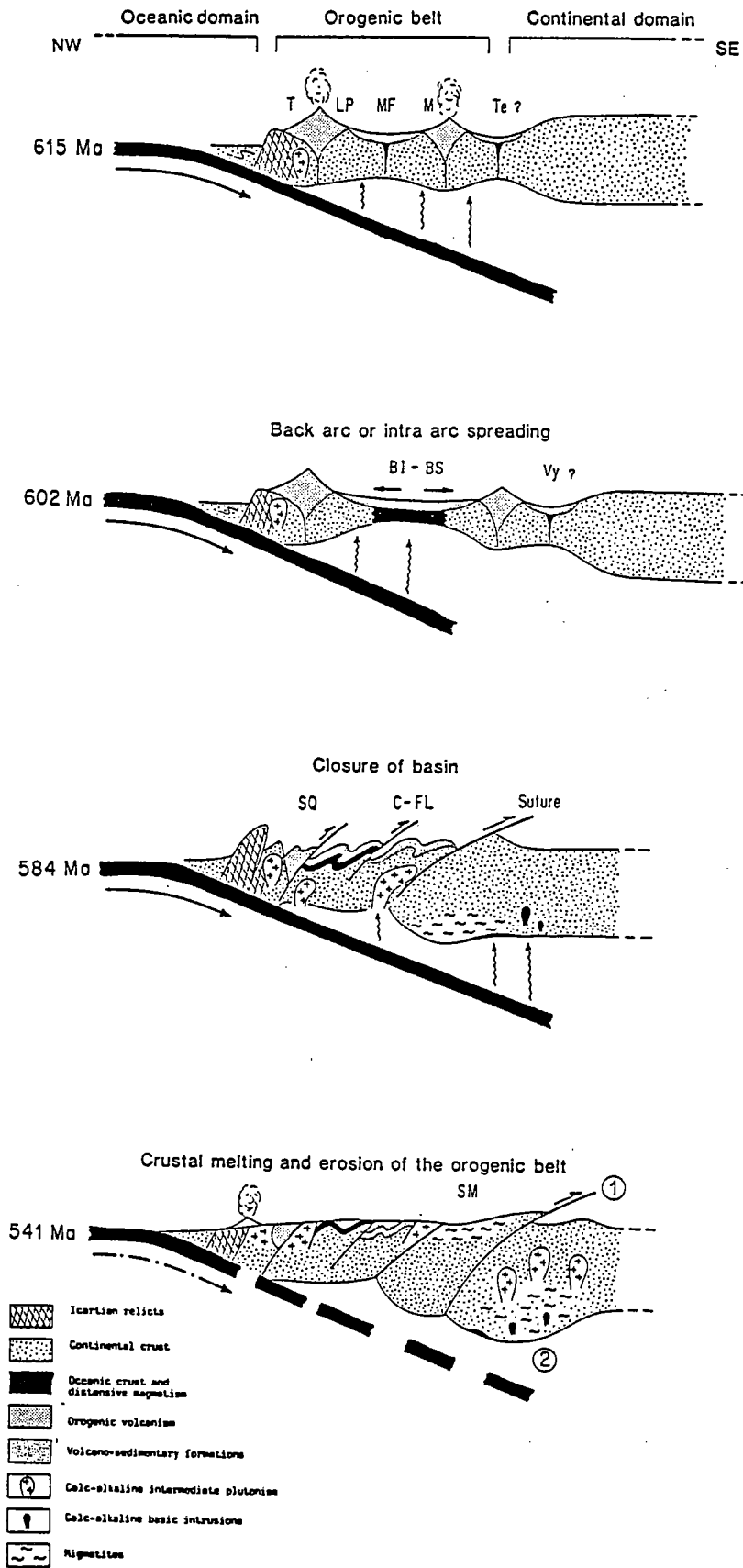


Fig. 31 : Modèle géodynamique cadomien (d'après Graviou et al., 1988).

T = Trégor ; LP = Lannion-Palmpol ; MF = Mortes Femmes ; M = Montsurvent ; Te = Terrette ; BI = Belle-Isle-en-Terre ; BS = Baie de Saint-Brieuc ; Vy = Vassy ; SQ = Saint-Quay-Portrieux ; C = Coutances ; FL = Coëtmieux-Fort-la-Latte ; SM = Saint-Malo.

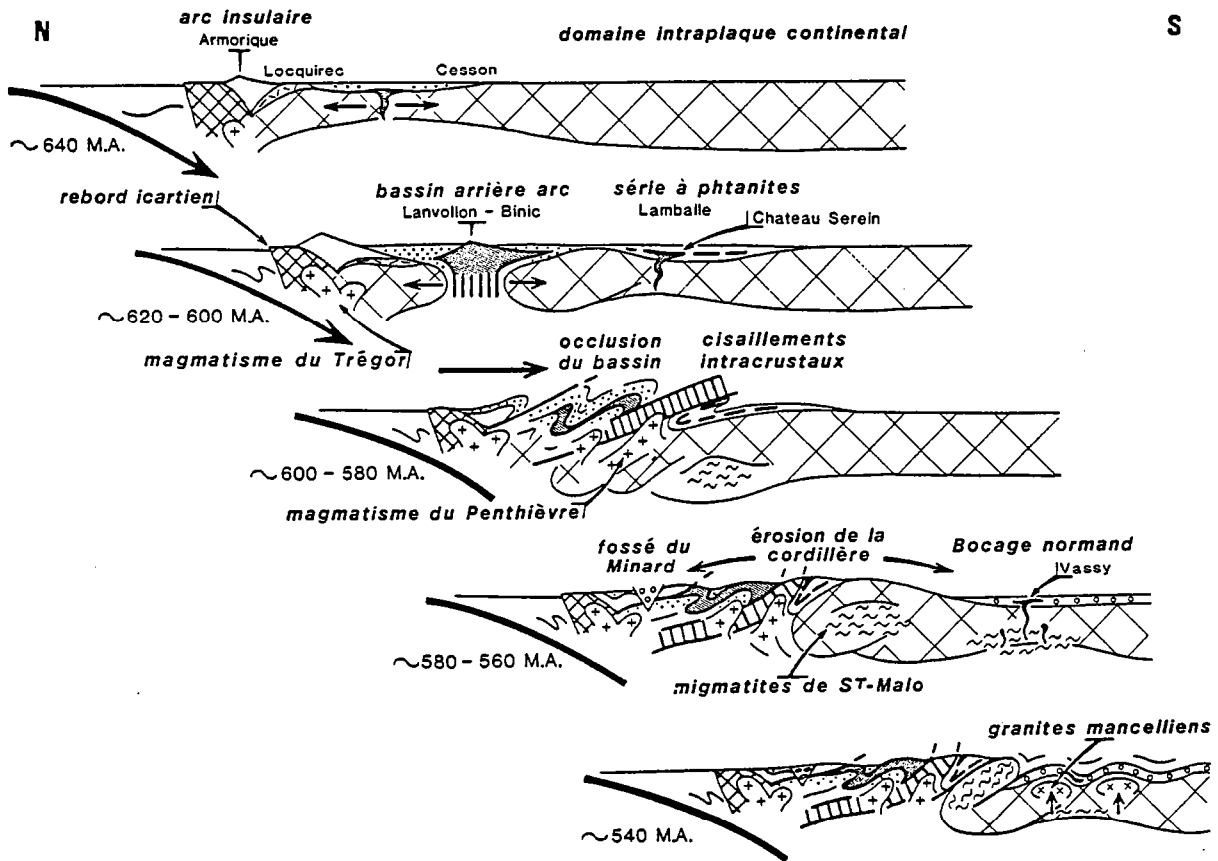
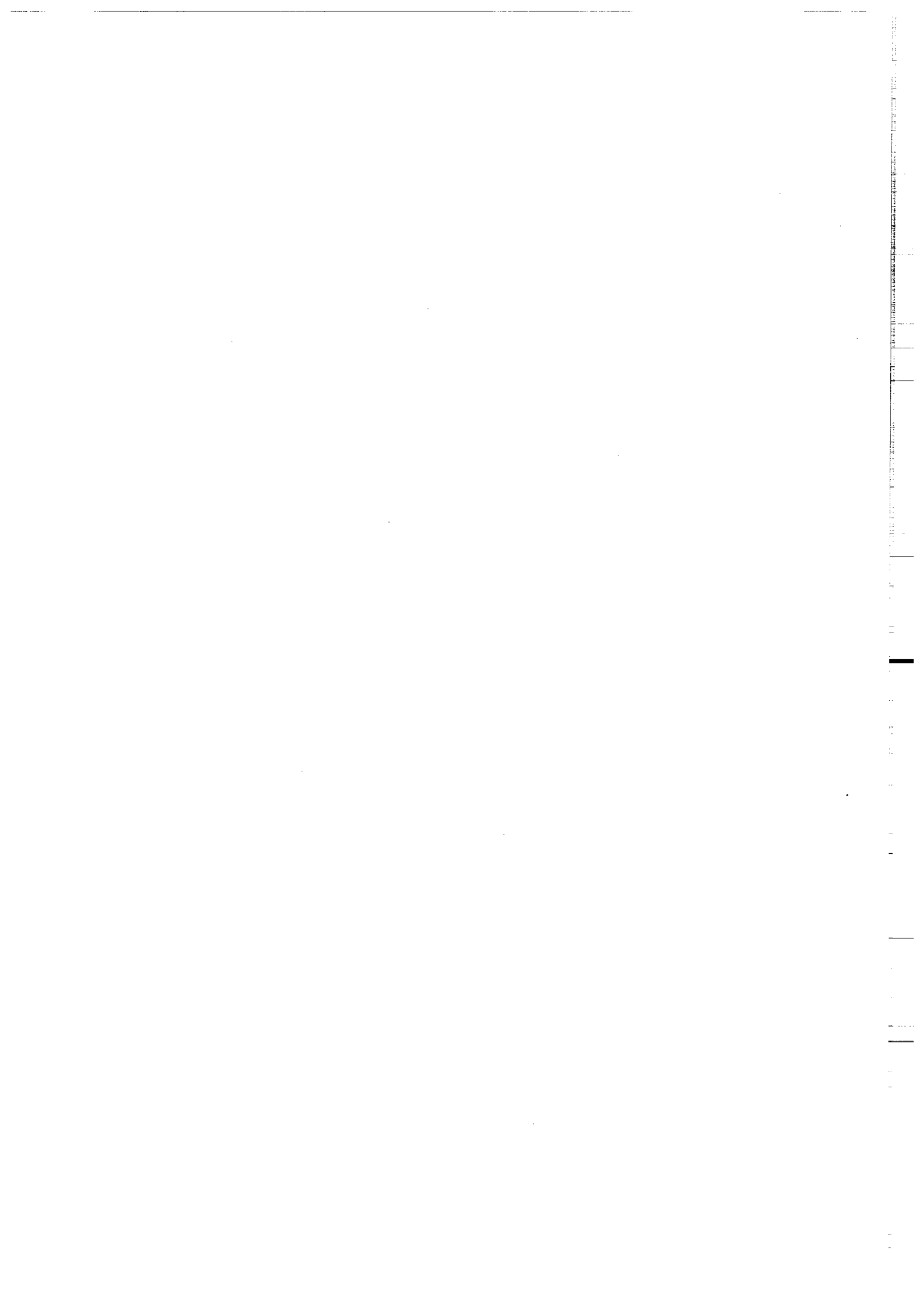


Fig. 32 : L'évolution géodynamique cadomienne (d'après Chantraine et al., 1988).

III^{ème} PARTIE

Géochimie isotopique (Sr-Nd)
de granitoïdes Cadomiens.

Contamination crustale.



I - Introduction

Cette dernière partie a eu pour objet l'étude de roches magmatiques cadomiennes par la géochimie isotopique du Sr et du Nd. Cela afin de voir si, lors de l'orogène Cadomien, les magmas mis en place sont juvéniles ou plutôt dominés par du matériel recyclé.

Il semble en effet établi, essentiellement grâce à la systématique Sm-Nd, que la proportion de matériel recyclé augmente avec le temps et que le recyclage, actuellement soit dominant par rapport à un ajout de matériel juvénile (Vitrac et al., 1981 ; O'Nions et al., 1983 ; Allègre and Rousseau, 1984 ; Taylor and McLennan, 1985 ; Allègre, 1987, etc.).

Une étude, par la géochimie isotopique du Sr, sur des roches d'âge cadomien et hercynien (Vidal et al., 1981) a montré que la croûte continentale d'Europe centrale et de l'ouest semble s'être essentiellement développée au Précambrien supérieur et au Paléozoïque, ne recyclant pas ou peu de matériel archéen ou protérozoïque inférieur. Durant l'orogène hercynien par contre, le recyclage de cette croûte à 700 Ma est important. Néanmoins si la géochimie isotopique du Nd est en accord avec ce recyclage dominant à l'hercynien, la croûte recyclée semble être très ancienne, d'âge Protérozoïque inférieur à archéen, avec un ajout significatif de matériel paléozoïque juvénile (Liew and Hofmann, 1988). Ces deux études montrent donc le caractère paradoxal des deux systèmes isotopiques Nd et Sr, le Sr n'indiquant pas l'ancien. Ce paradoxe a déjà été remarqué en ce qui concerne les leucogranites sud-armoricains (Peucat et al., 1988).

Il paraît donc important d'étudier les granitoïdes cadomiens de Bretagne nord qui ont une position clé de par leur âge (650-540 Ma) mais également de par le fait qu'ils sont les plus proches des affleurements de socle ancien d'âge Protérozoïque inférieur. Ils sont donc les plus susceptibles d'être contaminés par ce matériel ancien, ce qui, jusqu'à présent n'est pas ressenti au niveau des études du Sr (Auvray, 1979 ; Vidal et al., 1981 ; Graviou, 1984). Le problème posé est donc de savoir si les roches cadomiennes sont entièrement juvéniles, et, si elles ne le sont pas, quel est le contaminant ancien et quels sont les taux moyens de contamination.

L'approche utilisée sera essentiellement basée sur la géochimie isotopique du Nd. Les âges modèles Nd (T_{DM}) sont considérés comme reflétant un âge de résidence crustale (O'Nions et al., 1983). Pour un système clos, cet âge correspond à la période d'extraction du manteau. Cependant, dans le cas d'une assimilation d'un ou plusieurs composants anciens par un magma juvénile, cet âge n'est qu'un âge apparent et ne correspond pas à une période de formation crustale (Arndt and Goldstein, 1987). L'âge obtenu est un âge minimum pour le contaminant le plus ancien. Connaissant par la méthode U-Pb sur zircons les âges de mise en place des magmas, un âge modèle indiquera immédiatement s'il y a assimilation de roches anciennes ou si le magma est juvénile (correspondance des âges obtenus par les deux méthodes). Si l'âge modèle montre qu'il y a mélange, et si l'on connaît les caractères isotopiques des

contaminants possibles, on peut en estimer les différentes proportions. Cette quantification a été notamment appliquée à des roches d'âge 1,7 - 1,9 Ga de divers continents (Patchett and Bridgwater, 1984 ; Patchett and Kouvo, 1986 ; Patchett and Arndt, 1986 ; Chauvel et al., 1987).

L'existence du manteau appauvri, ainsi que les calculs d'âge modèle par rapport à ce manteau (De Paolo, 1981b) sont généralement acceptés et leur validité démontrée par de nombreuses données. Pour cette étude, les paramètres du manteau appauvri sont donnés en annexe 1.

Les âges U-Pb de la plupart des massifs étudiés ici sont présentés dans la deuxième partie.

II - Données Sm-Nd et Rb-Sr sur quelques granitoïdes d'âge Cadomien

II-1 - Les galets granodioritiques du Poudingue de Cesson

Précédemment décrits dans le chapitre II de la deuxième partie, il sera simplement rappelé que l'âge de ces galets, obtenu en U-Pb sur zircons, est de 660 Ma.

Quatre échantillons ont été analysés pour leur constitution isotopique du Nd et les résultats sont reportés dans le Tableau 15 et la Figure 33. Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ainsi que la constitution isotopique de ces échantillons sont quasi identiques. Les âges modèles varient de 810 à 910 Ma, ils sont regroupés et proches de l'âge U-Pb sur zircon ($\Delta T \approx 150 - 200$ Ma). Les ϵ_{Nd} calculés à 660 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$) vont de + 5,2 à + 6,5 et se situent juste en-dessous du champ d'évolution du manteau appauvri (Fig. 33). Cette position ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) > 0$) permet d'éliminer l'hypothèse d'une éventuelle contamination importante par un socle ancien connu daté à 2000 Ma. Le magma originel de ces galets granodioritiques paraît donc largement juvénile.

Un autre échantillon de la baie de Saint-Brieuc présente la même caractéristique. Il s'agit du métagabbro de Le Perray daté à 602 ± 8 Ma (cf. II^{ème} partie). Son rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est de 0,1363 et sa constitution isotopique mesurée est de $0,512698 \pm 32$. L'âge modèle obtenu est de 880 Ma et l' $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = + 5,9$ peut être considéré comme largement mantellique.

II-2 - Le Batholite nord-tregorrois

II-2-1 - Contexte géologique

Situé dans l'extrémité nord de la Bretagne, ce batholite est constitué de divers faciès pétrographiques d'affinité calco-alkaline (Auvray, 1979 ; Graviou, 1984 ; Graviou and Auvray, 1989). Les différents faciès constitutifs du batholite vont des diorites, granodiorites, aux granites et sont localisés sur la Figure 34. L'absence de recristallisation et de métamorphisme de contact aux limites entre les différentes

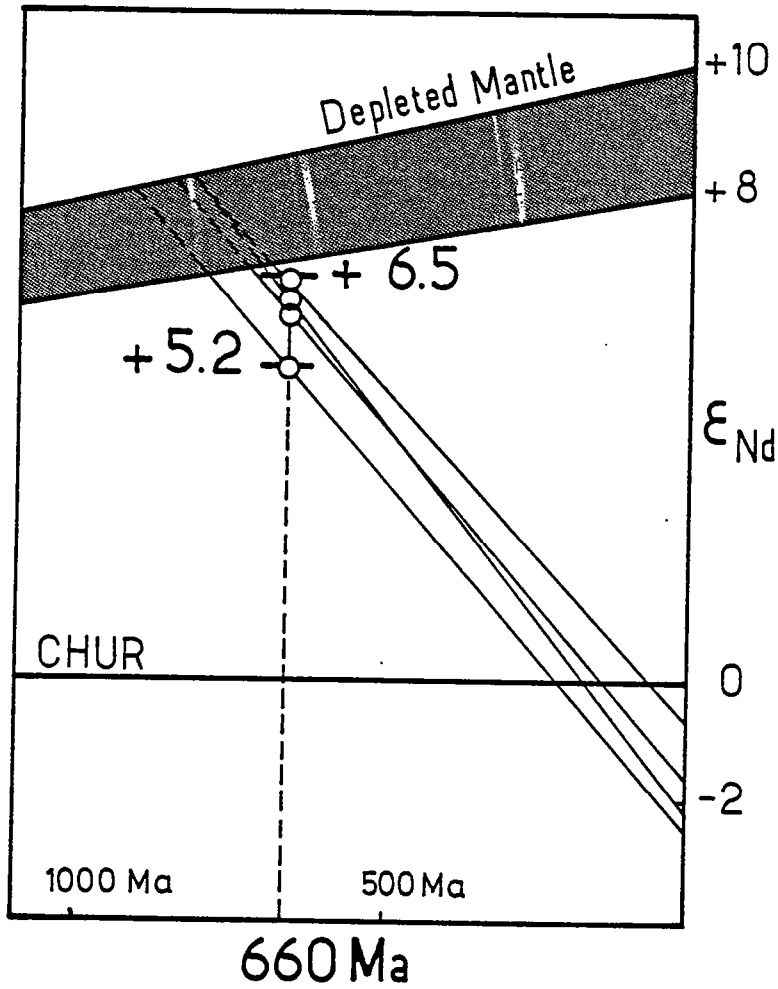


Fig. 33 : Diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps pour les galets granodioritiques du Poudingue de Cesson.

Echantillon	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd} (o)$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{Nd}(T = 660 \text{ Ma})$
8033	13,69	2,37	0,1047	$0,512553 \pm 13$	-1,7	0,84	+ 6,1
8034	11,07	1,94	0,1059	$0,512509 \pm 22$	-2,5	0,91	+ 5,2
9362	9,73	1,56	0,0969	$0,512527 \pm 22$	-2,2	0,81	+ 6,3
9363	11,92	2,19	0,1111	$0,512600 \pm 26$	-0,7	0,82	+ 6,5

Tableau 15 : Données Sm-Nd pour les galets granodioritiques du Poudingue de Cesson.

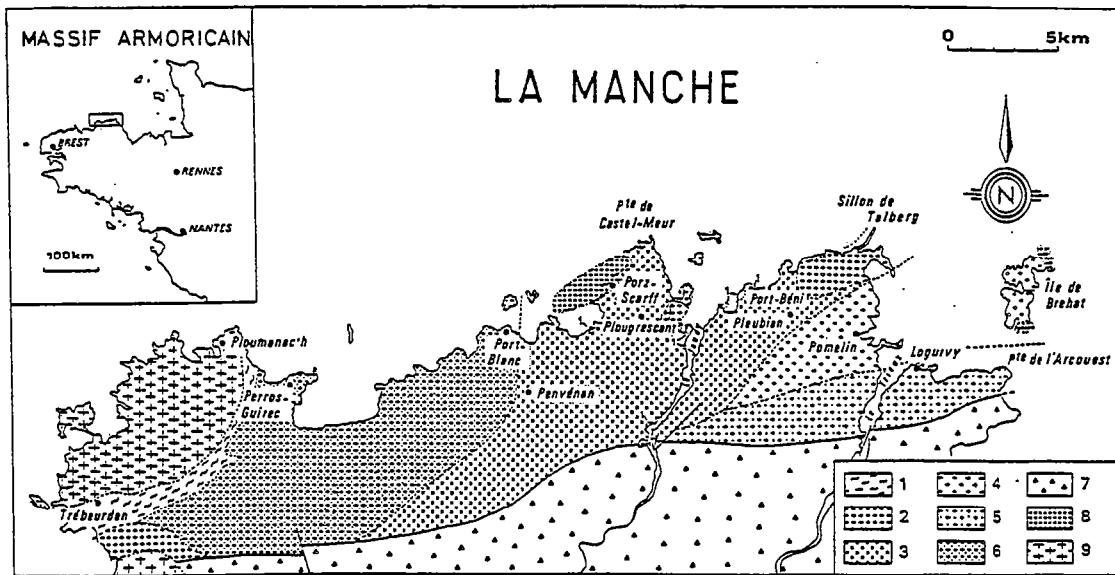


Fig. 34 : Les massifs constitutifs du batholite nord-trégorrois (d'après Auvray, 1979).
 1 : socle Icartien ; 2 : granodiorite de Talberg ; 3 : microgranodiorite de Pleubian ; 4 : granite de Pomelin-Bréhat ; 5 : microgranite de Launay ; 6 : granite de Port-Blanc ; 7 : Briovérien volcano-sédimentaire ; 8 : granites protérozoïques tardifs ; 9 : granites hercyniens.

unités, implique une mise en place très rapprochée dans le temps des divers types pétrographiques (Graviou, 1984 ; Graviou and Auvray, 1989). C'est également au sein de ce massif qu'apparaissent en enclaves des lambeaux de socle d'âge Protérozoïque inférieur (Gneiss de Trébeurden et de Port Béni).

Le batholite nord-trégorrois a été récemment daté en U-Pb sur zircons à $615 \pm 13/-7$ Ma en intercept haut (Graviou, 1984 ; Graviou et al., 1988), la présence de Pb^* hérité étant néanmoins indiquée par certaines données. Les caractères pétrographiques et géochimiques du batholite nord-trégorrois montrent selon la classification de Didier et al. (1982) qu'il appartient au type M c'est-à-dire d'origine mantellique ou infra-crustale (Graviou, 1984 ; Graviou et Auvray, 1985 ; Graviou et al., 1988).

Le socle Protérozoïque inférieur joue donc un rôle mineur dans la genèse de ces granitoïdes (Graviou and Auvray, sous presse).

II-2-2 - Données Sm-Nd

Dix échantillons représentatifs des différents types pétrographiques ont été analysés (Tab. 16, Fig. 35). Les données obtenues sont très semblables et on ne remarque pas d'écarts notables entre les différents faciès. Les âges modèles s'échelonnent entre 2180 et 1630 Ma avec une majorité entre 1,9 et 1,6 Ga. Les ϵ_{Nd} calculés à 615 Ma vont de - 5,9 à - 8,7 et sont donc très en-dessous des valeurs normales pour un magma issu d'un manteau appauvri ou même chondritique (Fig. 35). Cette position est en faveur d'une contamination du magma par une croûte continentale plus ancienne. Cela pourrait même, en ne considérant que les données Nd, correspondre à de la fusion crustale.

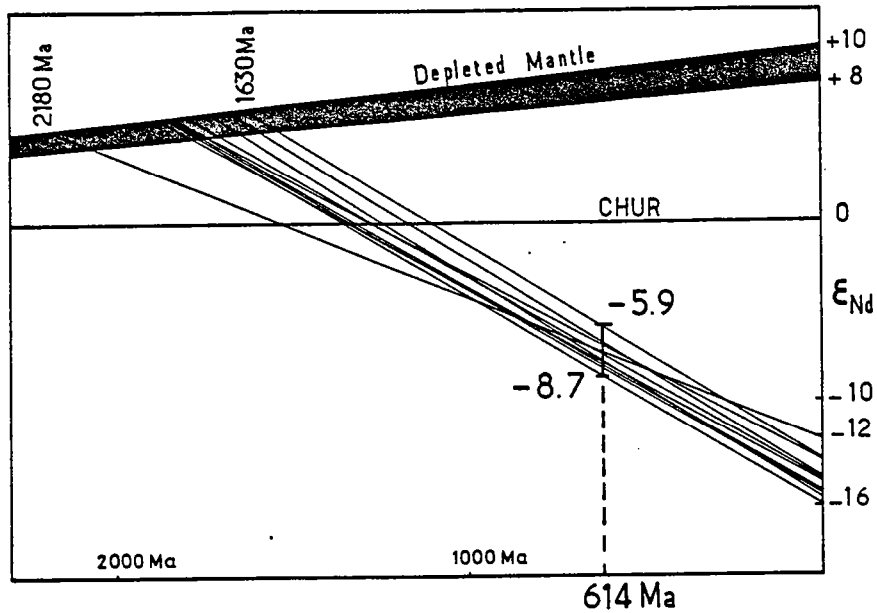


Fig. 35 : Diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps pour le batholite nord-frégeois.

Echantillon	Facies	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(t)$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{Nd}(T = 615 \text{ Ma})$
445	Talberg	26,75	4,96	0,1121	$0,511891 \pm 17$	- 14,6	1,88	- 7,9
5601	Talberg	31,52	5,57	0,1068	$0,511861 \pm 17$	- 15,2	1,83	- 8,1
5603	Talberg	36,84	7,01	0,1150	$0,511958 \pm 18$	- 13,3	1,84	- 6,8
5602	Pleubian	28,03	5,07	0,1094	$0,511871 \pm 22$	- 15,0	1,86	- 8,1
5604	Pleubian	33,25	5,61	0,1020	$0,511952 \pm 15$	- 13,4	1,63	- 5,9
5606	Port-Blanc	21,94	3,67	0,1011	$0,511904 \pm 15$	- 14,3	1,68	- 6,8
5607	Port-Blanc	24,80	4,34	0,1058	$0,511827 \pm 15$	- 15,8	1,86	- 8,7
5598	Launay	25,44	4,21	0,1000	$0,511851 \pm 14$	- 15,4	1,74	- 7,8
5599	Pomelin-Bréhat	16,95	3,77	0,1345	$0,512011 \pm 18$	- 12,2	2,18	- 7,3
5600	Pomelin-Bréhat	31,30	5,61	0,1084	$0,511909 \pm 17$	- 14,2	1,79	- 7,3

Tableau 16 : Données Sm-Nd sur le batholite nord-frégeois.

II-2-3 - Données Rb-Sr

Les teneurs en Rb et Sr ainsi que les constitutions isotopiques en Sr de 14 échantillons sont reportées dans le Tableau 17. Huit des échantillons correspondent à ceux étudiés en Sm-Nd, les six autres viennent de Vidal (1980).

Echantillon	Faciès	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2 \text{ cm}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}} (615 \text{ Ma})$
445	Talberg	59,4	742	0,232	$0,71027 \pm 3$	0,7082	+ 63,8
5603	Talberg	78,8	513	0,445	$0,71168 \pm 5$	0,7078	+ 57,3
388*	Talberg	50,7	571	0,257	0,7106	0,7083	+ 65,2
391*	Talberg	79,2	503	0,456	0,7133	0,7093	+ 78,9
5602	Pleubian	86,1	657	0,379	$0,71035 \pm 4$	0,7070	+ 46,6
5604	Pleubian	123	324	1,10	$0,71704 \pm 7$	0,7073	+ 51,0
5606	Port-Blanc	112	287	1,13	$0,71890 \pm 5$	0,7090	+ 74,2
434*	Port-Blanc	115	278	1,20	0,7195	0,7090	+ 74,2
5598	Launay	125	589	0,614	$0,71132 \pm 5$	0,7059	+ 31,0
5599	Pomelin-Bréhat	117	311	1,09	$0,71751 \pm 5$	0,7079	+ 59,7
5600	Pomelin-Bréhat	132	240	1,60	$0,72125 \pm 5$	0,7072	+ 49,3
414*	Pomelin-Bréhat	108	382	0,819	0,7154	0,7082	+ 63,5
417*	Pomelin-Bréhat	106	326	0,942	0,7164	0,7081	+ 62,4
418*	Pomelin-Bréhat	108	416	0,752	0,7140	0,7074	+ 51,9

Tableau 17 : Données Rb-Sr pour le batholite nord-trégorois (* : données dans Vidal, 1980).

Les points représentatifs des échantillons sont fortement dispersés et aucune isochrone n'est obtenue (Fig. 36). Les points se répartissent de part et d'autre d'une isochrone de référence à 615 Ma (Fig. 36). La dispersion s'observe à l'échelle de tout le massif mais également au sein de chaque type pétrographique le composant.

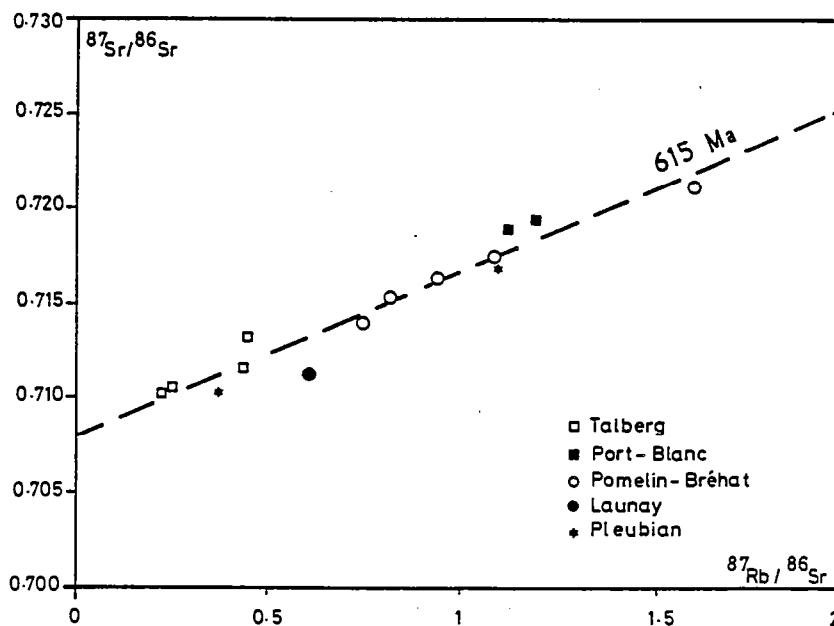


Fig. 36 : Diagramme isochrone Rb-Sr sur les échantillons du batholite nord-trégorois.

Les rapports initiaux des différents échantillons s'échelonnent de 0,706 à 0,7093 ($\epsilon_{\text{Sr}(t)} = +31$ à $+79$), la moyenne étant de 0,7079. Ces données sont reportées dans la Figure 37 qui montre que les $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ se situent au-dessus de la droite d'évolution du manteau. Cela implique aussi une participation crustale lors de la genèse de ces magmas.

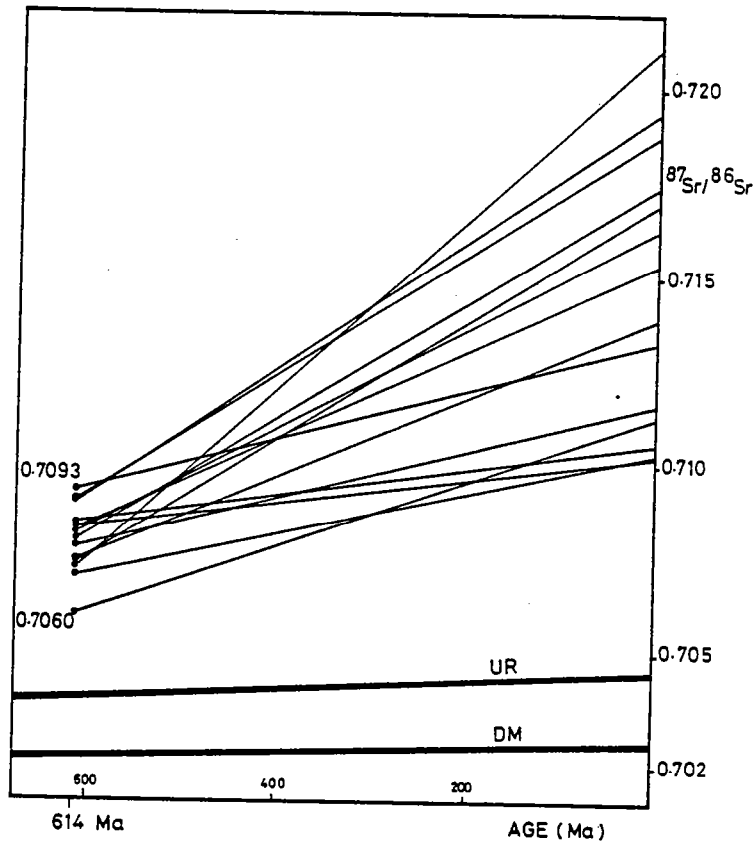


Fig. 37 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps pour les échantillons du batholite nord-trégorois.

II-3 - Les massifs dioritiques

II-3-1 - Introduction

Cette étude a porté sur quatre massifs qui sont : la diorite de Saint-Quay-Portrieux, la diorite de Coetmieux-Fort-la-Latte, la granodiorite de Saint-Brieuc (cf. II^{ème} Partie, chapitre II, Fig. 2) et la diorite de Coutances (cf. II^{ème} Partie, chapitre II, Fig. 9).

La diorite de Saint-Quay-Portrieux, en baie de Saint-Brieuc (cf. II^{ème} Partie, chapitre II, Fig. 2), est intrusive dans les formations briovériennes de Binic au sud, et de Lanvollon au nord et à l'est. Ce massif peu déformé correspond à une lignée de différenciation depuis un pôle gabbroïque jusqu'à un pôle dioritique (Arnaud, 1980 ; Fabriès et al., 1984). Une légère contamination par de la croûte continentale est

supposée (Barrat, 1988). Le massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux est daté en Rb-Sr à 584 ± 56 Ma (Vidal et al., 1972).

La granodiorite de Saint-Brieuc (cf. II^{ème} Partie, chapitre II, Fig. 2) datée à 603 ± 95 Ma (Vidal, 1980) n'est pas ou peu déformée et donc post-tectonique (Genestier, 1984 ; Hallot, 1988).

Le massif dioritique de Coëtmieux-Fort-la-Latte, daté en U-Pb sur zircons à 593 ± 15 Ma (Vidal et al., 1974) constitue le flanc oriental de la baie de Saint-Brieuc (cf. II^{ème} Partie, chapitre II, Fig. 2) et est un pluton syntectonique (Genestier, 1984 ; Genestier et Auvray, 1984) qui permet ainsi de fixer l'âge de la structuration majeure en baie de Saint-Brieuc aux alentours de 590 Ma. Ce massif calco-alcalin correspond à une lignée évolutive allant des diorites aux tonalites (Genestier, 1984).

Enfin, la diorite de Coutances, située en Manche occidentale (cf. II^{ème} Partie, chapitre II, Fig. 9) a été datée à 584 ± 4 Ma (Guerrot et al., 1986 ; Guerrot and Peucat, sous presse). Il s'agit d'une tonalite calco-alcaline syncinématique (Dupret, 1988 ; Bardy, 1988) pouvant être considérée comme l'équivalent en Normandie de la diorite de Coëtmieux-Fort-la-Latte, et qui marque la limite entre Briovérien inférieur et Briovérien supérieur (Dupret, 1988 ; Guerrot et al., sous presse).

Ces quatre massifs sont décrits comme étant des granitoïdes de type M sur des critères pétrographiques et géochimiques (majeurs et traces) (Arnaud, 1980 ; Genestier, 1984 ; Graviou et al., 1988 ; Graviou and Auvray, sous presse).

II-3-2 - Données Sm-Nd

Sept échantillons représentatifs des différents massifs ont été analysés (Tab. 18, Fig. 38). Les ϵ_{Nd} calculés à 590 Ma varient entre - 0,2 et + 5, les âges modèles se répartissent entre 960 Ma et 1710 Ma. On remarque que ce sont les massifs de Saint-Quay-Portrieux et de Saint-Brieuc qui ont les âges modèles les plus anciens. Les massifs de Coëtmieux-Fort-la-Latte et de Coutances ($\epsilon_{Nd}(T) = + 2$ à + 5) apparaissent comme les plus juvéniles.

Echantillon	Massif	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(o)$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{Nd}(T=590 \text{ Ma})$
7741	Coëtmieux-Fort-La-Latte	16,19	3,65	0,1363	$0,512661 \pm 14$	+ 0,4	0,96	+ 5,0
7743	Coëtmieux-Fort-La-Latte	16,17	3,54	0,1324	$0,512486 \pm 24$	- 3,0	1,24	+ 1,9
R 74	Saint-Brieuc	29,88	6,86	0,1388	$0,512460 \pm 15$	- 3,5	1,40	+ 0,9
R 73	Saint-Brieuc	29,41	7,41	0,1523	$0,512458 \pm 22$	- 3,5	1,71	- 0,2
R 291	Saint-Quay-Portrieux	20,51	4,78	0,1409	$0,512445 \pm 17$	- 3,8	1,47	+ 0,4
9479	Coutances	15,10	3,02	0,1209	$0,512477 \pm 23$	- 3,1	1,10	+ 2,6
9480	Coutances	11,87	2,16	0,1100	$0,512456 \pm 19$	- 3,6	1,02	+ 3,0

Tableau 18 : Données Sm-Nd pour les massifs dioritiques.

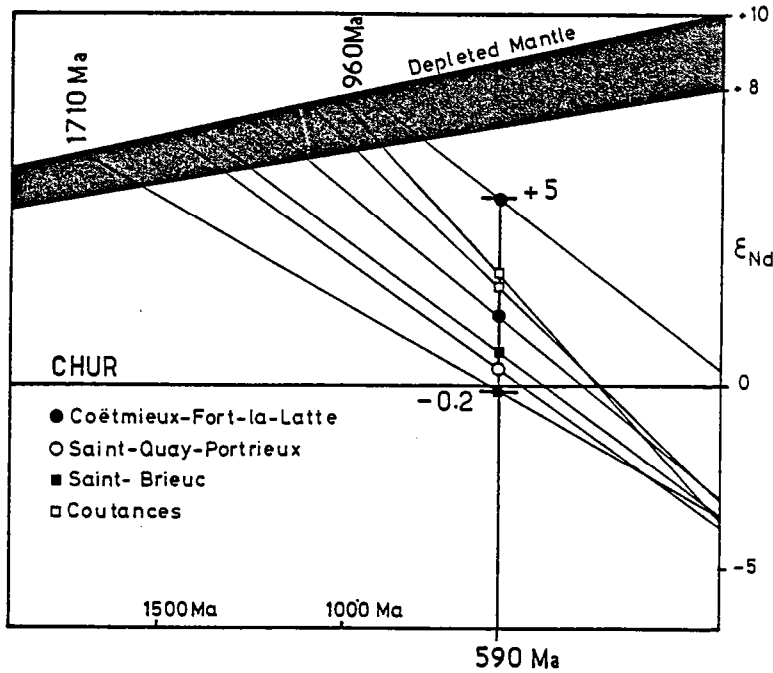


Fig. 38 : Diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps pour les massifs dioritiques.

II-3-3 - Données Rb-Sr

Les teneurs et constitutions isotopiques de onze échantillons sont reportées dans le Tableau 19. Pour les massifs de Coëtmeux-Fort-la-Latte, Saint-Quay-Portrieux et Saint-Brieuc, les analyses proviennent de Vidal (1980).

Echantillon	Massif	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2 \sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$\epsilon_{Sr}(T = 590 \text{ Ma})$
R 85*	Coëtmeux-Fort-La-Latte	20,0	445	0,130	0,7058	0,7047	+ 13,2
R 216*	Coëtmeux-Fort-La-Latte	27,6	505	0,158	0,7042	0,7029	- 12,9
R 224*	Coëtmeux-Fort-La-Latte	61,3	455	0,390	0,7081	0,7048	+ 14,8
R 72*	Saint-Brieuc	107	190	1,63	0,7199	0,7062	+ 34,2
R 73*	Saint-Brieuc	96,2	201	1,38	0,7175	0,7059	+ 30,0
R 74*	Saint-Brieuc	111	174	1,85	0,7215	0,7059	+ 30,7
R 291*	Saint-Quay-Portrieux	65,1	358	0,527	0,7093	0,7049	+ 15,5
R 292*	Saint-Quay-Portrieux	31,0	328	0,282	0,7071	0,7047	+ 13,5
R 293*	Saint-Quay-Portrieux	44,1	319	0,400	0,7079	0,7045	+ 10,7
9479	Coutances	24,3	602	0,117	$0,70497 \pm 4$	0,7040	+ 3,0
9480	Coutances	34,7	512	0,196	$0,70583 \pm 3$	0,7042	+ 5,7

Tableau 19 : Données Rb-Sr pour les massifs dioritiques. (* : données dans Vidal, 1980).

Les rapports isotopiques initiaux calculés à 590 Ma vont de 0,703 à 0,706 ($\epsilon_{Sr}(i) = -13$ à +34) (Fig. 39). De même qu'en Nd, les rapports initiaux les plus élevés sont obtenus pour la granodiorite de Saint-Brieuc (0,706) et de façon plus nuancée pour la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Fig. 39).

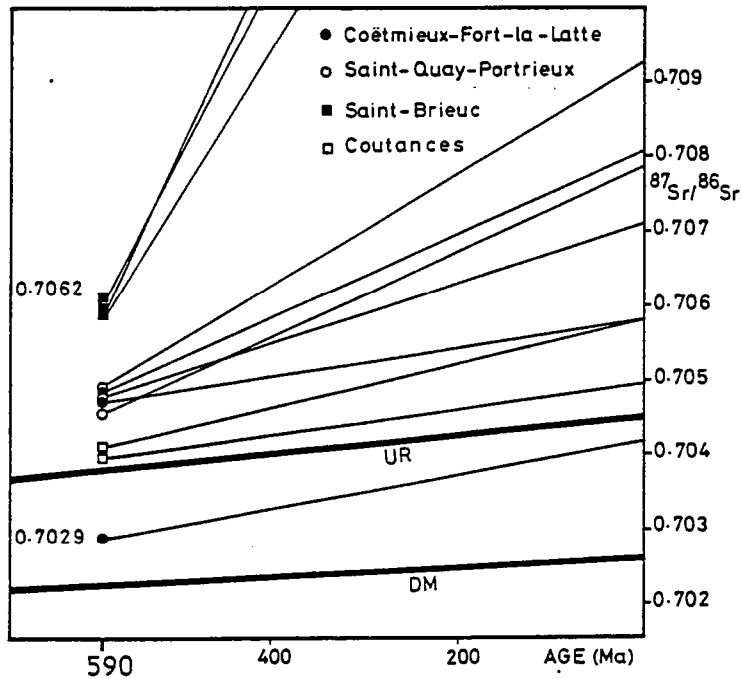


Fig. 39 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps pour les massifs dioritiques.

II-4 - Le dôme migmatitique de Saint-Malo

II-4-1 - Introduction

Situé dans la partie nord-est du massif armoricain, le massif migmatitique de Saint-Malo est constitué de trois grandes unités lithologiques montrant un métamorphisme croissant du sud vers le nord (Cogné, 1951 ; Jeannette, 1972 ; Brun, 1975 ; Martin, 1977 ; Brun et Martin, 1978). Ces trois formations qui se succèdent du sud au nord correspondent à une enveloppe de gneiss et de micaschistes à chlorite-muscovite, une ceinture de gneiss de haut grade métamorphique (cordiérite et sillimanite) et un coeur migmatitique à métatexites, diatexites et granites d'anatexie autour de Saint-Malo (Fig. 40). A trois

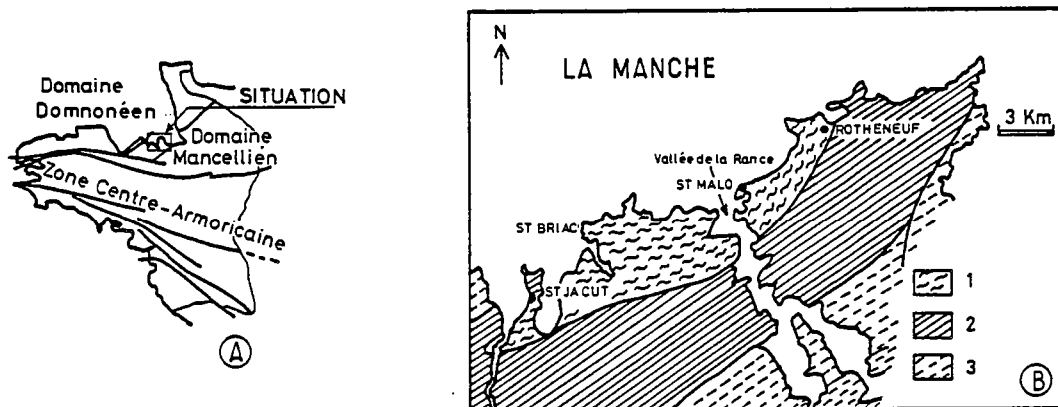


Fig. 40 : Carte schématique du massif migmatitique de Saint-Malo (d'après Brun et Martin, 1978).
1 : migmatites ; 2 : gneiss de haut-grade ; 3 : gneiss et micaschistes de faible grade métamorphique.

phases de déformation se parallèlisent deux épisodes de métamorphisme (Brun et Martin, 1978). L'âge du métamorphisme et de l'anatexie qui en résulte a été obtenu par différentes méthodes (Rb-Sr dans les granites d'anatexie, U-Pb sur monazites et zircons) et est de 540 Ma (Peucat, 1983, 1986).

II-4-2 - Données Sm-Nd

Les échantillons étudiés correspondent à un granite d'anatexie (2876 et 2880), une diatexite (2737) et à des gneiss à cordiérite (Sm 26 et Sm 27). Les données analytiques du tableau 20 sont reportées dans

Echantillon	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T=540 \text{ Ma})$
SM 27 gneiss	28,57	5,34	0,1130	0,511954 \pm 22	-13,3	1,81	- 7,6
SM 26 gneiss	34,90	6,49	0,1124	0,512074 \pm 15	-11,0	1,62	- 5,2
2737 diatexite	32,26	6,06	0,1136	0,512020 \pm 17	-12,1	1,72	- 6,3
2876 granite anatexie	23,97	5,04	0,1271	0,512239 \pm 25	- 7,8	1,60	- 3,0
2880 granite anatexie	23,56	4,52	0,1160	0,512164 \pm 19	- 9,2	1,54	- 3,7

Tableau 20 : Données Sm-Nd sur le massif migmatitique de Saint-Malo.

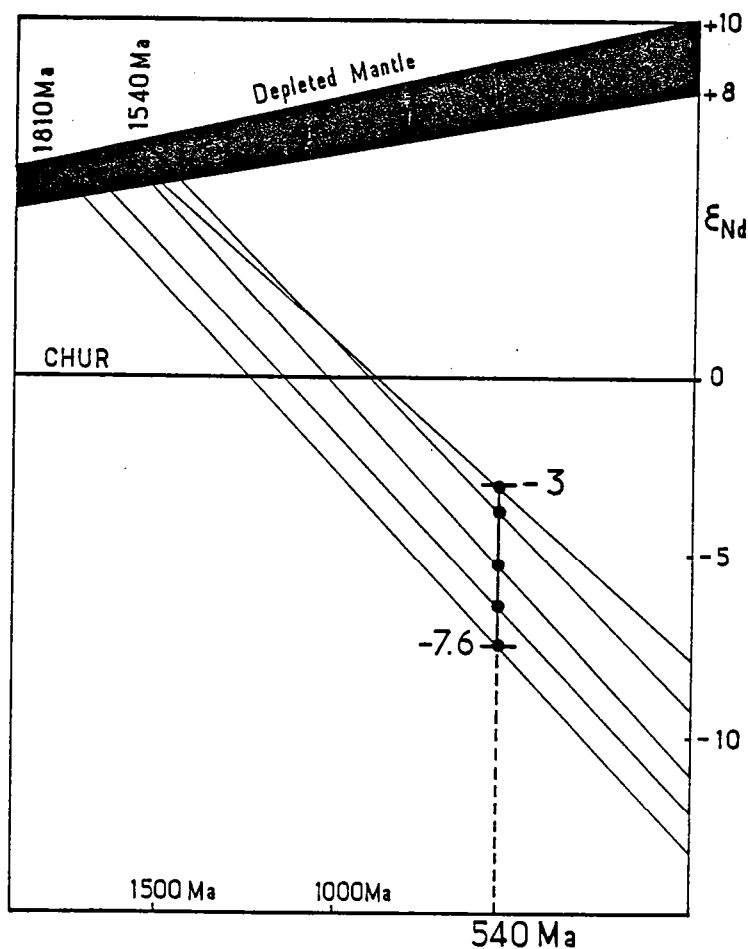


Fig. 41 : Diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps pour les échantillons du massif migmatitique de Saint-Malo.

un diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps (Fig. 41). A 540 Ma, les $\epsilon_{Nd}(T)$ calculés sont négatifs de - 3 à - 7,6. Les âges modèles sont peu différents les uns des autres et vont de 1540 Ma à 1810 Ma. Les âges modèles obtenus ainsi que les $\epsilon_{Nd}(T)$ négatifs indiquent que les sédiments impliqués dans le métamorphisme et l'anatexie du massif de Saint-Malo proviennent du recyclage d'une croûte ancienne. Il est intéressant de noter que les $\epsilon_{Nd}(T)$ pour les migmatites de Saint-Malo sont moins négatifs que pour les granitoïdes de type M du Trégor (- 6 à - 9).

II-4-3 - Données Rb-Sr

Dans le Tableau 21 sont reportées les analyses pour quatre des échantillons étudiés en Nd. Ces

Echantillon	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	T_{DM} (Ga)	$^{87}Sr/^{86}Sr(I)$	$\epsilon_{Sr}(T = 540)$
2876 diatexite	152	145	3,03	$0,72889 \pm 14$	0,618	0,70557	+ 24,4
SM 26 gneiss acide	137	195	2,04	$0,72492 \pm 6$	0,784	0,70922	+ 76,3
2880 granite anatexie	121	146	2,40	$0,72403 \pm 12$	0,638	0,70556	+ 24,4
2737 diatexite	138	174	2,30	$0,72682 \pm 6$	0,753	0,70912	+ 74,9

Tableau 21 : Données Rb-Sr sur le massif migmatitique de Saint-Malo (d'après Peucat, 1983).

analyses sont tirées de Peucat (1983). Les granites d'anatexie ont pu être datés par la méthode Rb-Sr et ont un âge de 542 ± 62 Ma (âge précisé à 541 ± 5 Ma par les données U-Pb sur zircons) pour un rapport initial de $0,7056 \pm 21$ (Peucat, 1983, 1986). Les rapports isotopiques initiaux pour les diatexites et les métatexites varient entre 0,701 et 0,711 pour une valeur moyenne de 0,708, valeur appartenant à la gamme obtenue pour le granite d'anatexie (Peucat, 1983, 1986). Les quatre échantillons repris pour exemple dans cette étude sont reportés dans un diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction du temps (Fig. 42). Les

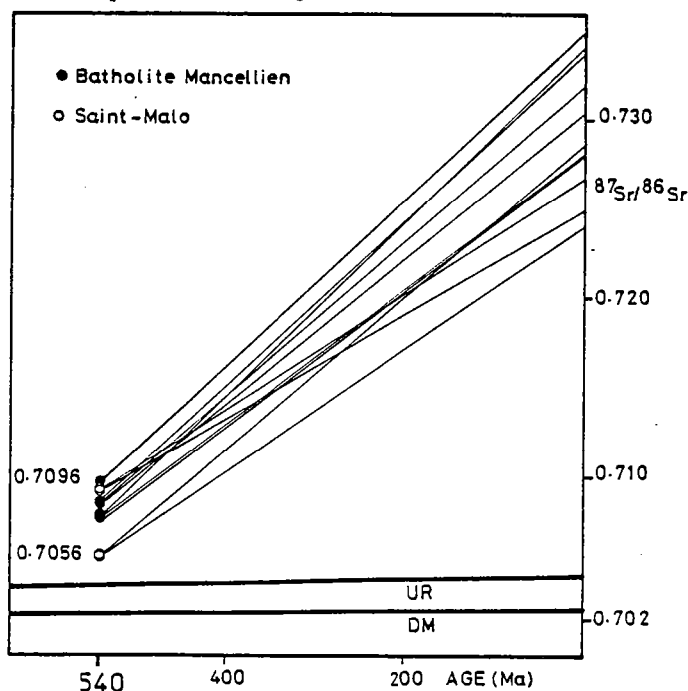


Fig. 42 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction du temps pour le massif migmatitique de Saint-Malo et le batholite mancellien.

âges modèles calculés à partir des rapports Rb/Sr de chaque échantillon varient entre 784 Ma et 618 Ma. En estimant que le rapport moyen Rb/Sr des diatexites et des métatexites est représentatif du rapport moyen de la roche mère des anatexies, les âges modèles ainsi calculés se regroupent entre 750 Ma et 700 Ma (op. cit.). Le rapport initial faible, ainsi que les âges modèles jeunes obtenus, sont interprétés comme indiquant un âge récent pour les sédiments impliqués dans l'anatexie (Peucat, 1983). Un âge identique (700 Ma) a été également été supposé pour la différenciation de la croûte continentale d'Europe moyenne et de l'ouest (Vidal et al., 1981).

II-5 - Le Batholite Mancellien

I-5-1 - Introduction

Situé dans la partie orientale du massif armoricain et limité à l'ouest par le bassin de Paris, le batholite Mancellien correspond en grande partie à la totalité du domaine Mancellien. Il est intrusif dans les formations du Briovérien supérieur et est recouvert en discordance par le Cambrien. Quatre faciès pétrographiques principaux sont reconnus (Jonin et Vidal, 1975 ; Jonin, 1981) (Fig. 43) qui sont :

- la granodiorite grise à cordiérite et biotite de type Vire la plus largement répandue
- la granodiorite blanche à biotite de type Louvigné-du-Désert dans la zone centrale du batholite
- la granodiorite bleue de type Lanhélin à l'ouest et au sud-est du batholite
- des leucogranites en nombreux petits stocks isolés intrusifs dans certaines granodiorites et donc postérieurs à celles-ci.

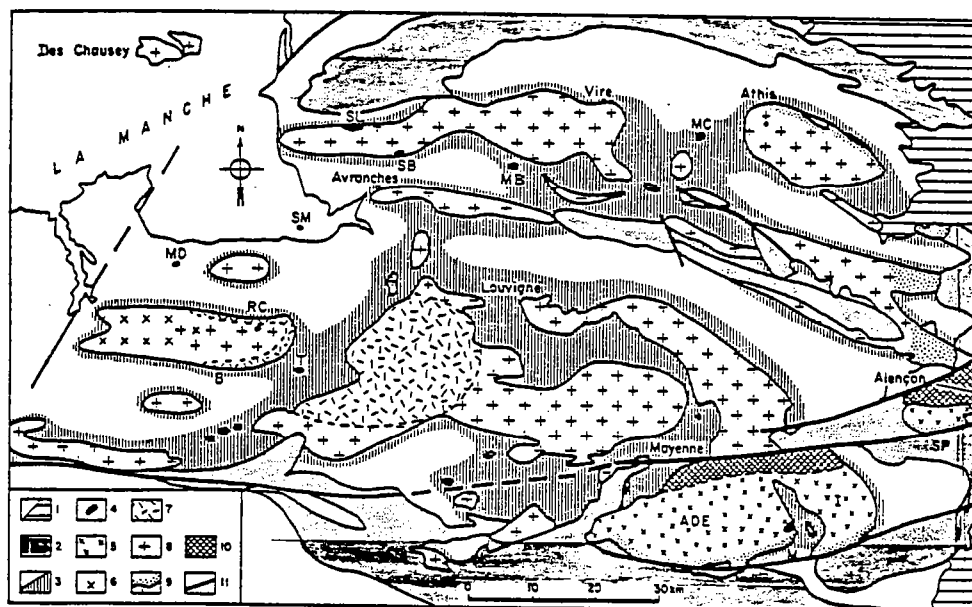


Fig. 43 : Le batholite Mancellien (d'après Jonin, 1981).

1 : Mésozoïque ; 2 : Paléozoïque ; 3 : Briovérien ; 4 : leucogranites ; 5 : faciès granitique cataclasés ; 6 : granodiorite type Lanhélin ; 7 : granodiorite type Louvigné du Désert ; 8 : granodiorite type Vire ; 9 : faciès de bordure du batholite ; 10 : mylonites ; 11 : failles

Les leucogranites sont datés à 525 ± 9 Ma avec un rapport isotopique initial du Sr de 0,716 typiquement crustal (Jonin et Vidal, 1975). Une isochrone sur les granodiorites de type Vire et Louvigné-du-Désert a également été obtenue et donne un âge de 551 ± 28 Ma avec un rapport initial de $0,7077 \pm 15$ (Graviou et al., 1988). L'âge obtenu en U-Pb sur monazite à 540 ± 10 Ma (Pasteels and Doré, 1982) est considéré comme la datation actuelle la plus précise du batholite Mancellien (Graviou et al., 1988). Les granodiorites mancelliennes sont typiquement d'origine crustale (Autran et al., 1983 ; Graviou et Auvray, 1985 ; Graviou et al., 1988) et dériveraient de la fusion des métasédiments alumineux en base de croûte sous faciès granulite (Georget, 1986). Ces matériaux sont représentés par les sédiments d'un Briovérien profond de type Plouguenast en Bretagne centrale (Saunier, 1986) dont le Briovérien de la région de Saint-Malo est également un représentant (Georget, 1986). De plus, un contaminant basique, en faible proportion, semble impliqué dans la genèse des magmas mancelliens (op. cit.). Des témoins de ces magmas basiques pourraient correspondre aux massifs de Brée (Le Gall et Mary, 1982, 1983) ou d'Ernée et de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987).

II-5-2 - Données Sm-Nd

Les analyses de sept échantillons provenant du massif de Fougères et appartenant aux types Vire et Louvigné du Désert, sont reportées dans le tableau 22 et leur évolution isotopique sur la figure 44.

Les $\epsilon_{Nd}(T = 540 \text{ Ma})$, se situent largement sous la droite d'évolution du manteau appauvri et vont de + 1,3 à - 4,8. Les âges modèles varient entre 1180 Ma et 1730 Ma. On remarque à nouveau que les $\epsilon_{Nd}(T)$ des roches provenant de la fusion crustale sont moins négatifs que pour les roches d'origine mantellique (batholite nord-trégorrois).

II-5-3 - Données Rb-Sr

Les données Rb-Sr (d'après Graviou et al., 1988) des mêmes échantillons sont reportées dans le tableau 23. Elles sont reportées dans la Figure 42 avec les échantillons du massif migmatitique de Saint-Malo. Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculés à 540 Ma varient entre 0,7078 et 0,7096 ($\epsilon_{Sr}(T) = + 56$ à + 82). Les âges modèles se répartissent entre 656 Ma et 700 Ma mais étant donné que l'on ne connaît pas le rapport Rb/Sr de la source sédimentaire de ces magmas, il est fort probable que ces âges soient sous estimés. Si l'on considère le Briovérien profond de type Plouguenast comme la source des magmas mancelliens (Georget, 1986), on peut utiliser le rapport Rb/Sr (0,37) obtenu par Georget (1986) pour obtenir les âges modèles à partir des rapports isotopiques du Sr à 540 Ma pour les échantillons de la Mancellia. Ces âges s'échelonnent de 805 Ma à 1021 Ma et sont donc plus anciens.

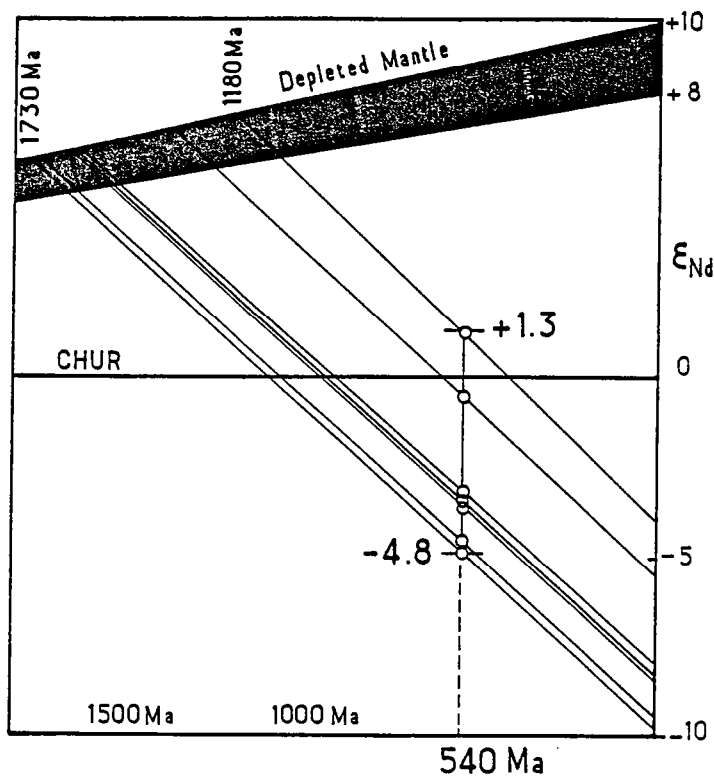


Fig. 44 : Diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps pour les échantillons du batholite mancellien.

Echantillon	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2 \text{ } \sigma_{\text{m}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T = 540 \text{ Ma})$
4333	30,67	6,42	0,1265	$0,512210 \pm 23$	- 8,3	1,64	- 3,5
4334	30,67	6,41	0,1264	$0,512215 \pm 35$	- 8,3	1,63	- 3,4
4337	29,92	6,25	0,1263	$0,512154 \pm 21$	- 9,4	1,73	- 4,6
4335	32,26	6,72	0,1259	$0,512142 \pm 16$	- 9,7	1,75	- 4,8
4336	34,22	7,23	0,1277	$0,512230 \pm 29$	- 8,0	1,63	- 3,2
4338	35,97	7,47	0,1256	$0,512361 \pm 25$	- 5,4	1,36	- 0,5
4339	36,45	7,34	0,1217	$0,512439 \pm 23$	- 3,9	1,18	+ 1,3

Tableau 22 : Données Sm-Nd sur le batholite mancellien.

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2 \text{ } \sigma_{\text{m}}$	T_{DM} (Ga)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T=540 \text{ Ma})$
4333	140	118	3,43	$0,73425 \pm 7$	0,66	0,7078	+ 56,8
4334	139	123	3,27	$0,73381 \pm 13$	0,68	0,7086	+ 68,1
4337	133	116	3,32	$0,73518 \pm 15$	0,70	0,7096	+ 82,0
4335	143	135	3,06	$0,73297 \pm 7$	0,69	0,7084	+ 64,9
4336	134	136	2,85	$0,73049 \pm 13$	0,70	0,7086	+ 66,8
4338	134	146	2,65	$0,72818 \pm 10$	0,69	0,7078	+ 55,8
4339	143	157	2,64	$0,72823 \pm 8$	0,69	0,7079	+ 57,7

Tableau 23 : Données Rb-Sr pour les échantillons du batholite mancellien (d'après Graviou et al., 1988).

II-5-4 - Comparaison avec le massif migmatitique de Saint-Malo

Le matériel source des migmatites de Saint-Malo et des granodiorites de la Mancellia serait de même type, caractérisé par un Briovérien profond (Georget, 1986). Un seul échantillon a été analysé en Rb-Sr (op. cit.) concernant ces métasédiments. Le rapport Rb/Sr est de 0,37 et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 540 Ma est de 0,706 (dans la même gamme que les rapports initiaux de Saint-Malo et de la Mancellia). Si l'on calcule les âges modèles que l'on obtiendrait pour Saint-Malo en prenant ce rapport Rb/Sr pour l'évolution entre 540 Ma, ceux-ci vont de 740 Ma à 1000 Ma. Ces âges modèles sont comparables à ceux obtenus pour la Mancellia. Les âges modèles Nd des deux massifs sont également dans la même gamme (Fig. 45). Les âges modèles Sr calculés avec le rapport Rb/Sr mesuré sont toujours plus récents que les âges modèles Nd (Fig. 45). Il en est toujours de même entre les âges modèles Sr calculés pour une évolution entre 540 Ma avec un rapport Rb/Sr plus faible et ceux obtenus en Nd.

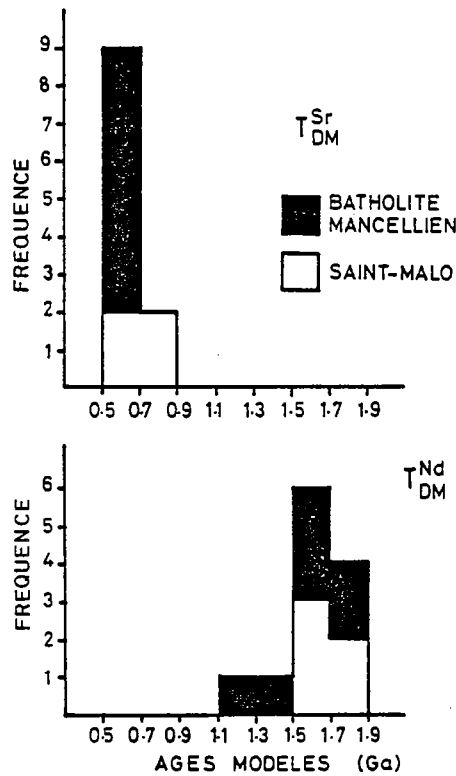


Fig. 45 : Histogramme des âges modèles Nd et Sr pour le massif migmatitique de Saint-Malo et le batholite mancellien.

II-6 - Conclusions

II-6-1 - Les granitoides de type C

Les caractéristiques isotopiques du massif migmatitique de Saint-Malo et du Batholite Mancellien sont les suivantes :

	$\epsilon_{Nd(i)}$	$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$
Saint-Malo	- 7,6 à - 3	0,701 à 0,711 (X = 0,707)
Mancellia	- 4,8 à + 1,3	0,706 à 0,710 (X = 0,708)

Les rapports isotopiques initiaux du Sr ont été calculés à partir des données de Peucat (1983) pour Saint-Malo et de Graviou et al. (1988) pour le Mancellia. Ils sont en accord avec une source sédimentaire du type Plouguenast. N'ayant pas de données Nd disponibles sur ce Briovérien profond, il est impossible de vérifier cette hypothèse par la systématique Sm-Nd. Deux analyses Sm-Nd sont disponibles sur les métasédiments briovériens affeurant (Michard et al., 1985). Les $\epsilon_{Nd}(T = 540 \text{ Ma})$ pour ces échantillons sont de - 4,1 et - 2,8 et donc dans la gamme de ceux obtenus pour Saint-Malo. Le Nd a lui seul ne permet pas de rejeter ce candidat. Néanmoins, ces sédiments, du point de vue géochimique ne peuvent être retenus comme source possible pour les migmatites de Saint-Malo et le batholite Mancellien (Georget, 1986).

On remarque que les âges modèles obtenus pour Saint-Malo sont en moyenne plus anciens que pour la Mancellia (1810 - 1540 Ma contre 1730 - 1180 Ma). Si la source sédimentaire pour ces deux massifs est la même, cette différence pourrait s'expliquer par une légère contamination par un magma basique (Georget, 1986). On note également, au sein du massif de Saint-Malo que tant pour le Sr que pour le Nd, les rapports isotopiques initiaux semblent moins radiogéniques pour les granites d'anatexie que pour les diatexites, métatexites et gneiss (granite d'anatexie : $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0,7074$ et $\epsilon_{Nd(i)} = - 7,6$ à $- 5,2$) (cf. Tableaux 20 et 21). Néanmoins, le nombre restreint d'analyses ne permet pas de généralisation ni d'implication.

Le fait que les âges modèles Nd soient systématiquement plus anciens que les âges modèles Sr peut s'expliquer par une augmentation importante du rapport Rb/Sr lors de la sédimentation et de la diagenèse alors que les rapports Sm/Nd ne sont pas affectés (McCulloch and Wasserburg, 1978 ; McCulloch and Chappell, 1982 ; Taylor et al., 1983). De plus, le rapport Rb/Sr augmente également d'un facteur de 5 à 10 lors de la fusion partielle (Compston et Chappell, 1979) alors que ce facteur est moindre pour le rapport Sm/Nd (McCulloch and Chappell, 1982). Les âges modèles Sr ne sont donc pas indicatifs en ce qui concerne l'héritage ancien d'une roche, étant donné le fractionnement important du rapport Rb/Sr lors des processus intracrustaux (Ben Othman et al., 1984 ; Davies et al., 1985). Ils sont plus proches de l'âge de la diagenèse ou de la fusion crustale.

Il est important également de noter qu'au niveau de la géochimie isotopique du Nd, les magmas de type C semblent plus juvéniles que les magmas de type M, c'est à dire que leur $\epsilon_{Nd}(T)$ sont moins négatifs que pour le batholite nord-trégorrois. L'origine mantelique ou crustale de ces magmas n'étant pas remise en cause, ce paradoxe pourrait s'expliquer par la présence, au sein des sédiments briovériens impliqués dans la fusion crustale, de passées pyroclastiques d'origine volcano-sédimentaire et de roches éruptives basiques comme à Saint-Malo (Martin, 1977). Un héritage volcanique important ainsi qu'une contamination par un magma basique (Georget, 1986) sont susceptibles de faire remonter les valeurs des

$\epsilon_{Nd}(T)$ et ainsi de masquer le caractère crustal des granitoïdes manceliens et des migmatites de Saint-Malo par comparaison avec le Trégor.

II-6-2 - Les granitoïdes de type M

Les galets granodioritiques du Poudingue de Cesson, bien que leur origine et leur signification soient difficilement accessibles étant donné qu'ils n'ont d'équivalent connu en place, s'avèrent très intéressants. En effet, au niveau isotopique, ils sont les seuls avec le gabbro de la baie de Saint-Brieuc à présenter une origine très largement juvénile. Cela montre donc qu'il y a eu, lors de l'orogène cadomien un apport typiquement mantellique, et qu'il y a donc eu croissance crustale.

Les caractéristiques isotopiques du batholite nord trégorrois et des massifs dioritiques sont les suivantes :

	$\epsilon_{Nd(i)}$	$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$
Trégor	- 8,7 à - 5,9	0,706 à 0,709 (X = 0,7079)
Diorites	- 0,2 à + 5	0,703 à 0,706 (X = 0,7048)

Ces valeurs, en dehors du champ d'évolution du manteau, peuvent traduire l'effet d'une participation crustale lors de la genèse de ces magmas, participation moins importante dans le cas des massifs dioritiques que pour le Trégor. Il faut donc trouver quel est le contaminant ancien potentiel. La source ancienne qui paraît de prime abord la plus évidente, car la plus proche, est représentée par les gneiss icartiens (1,8 à 2,2 Ga) bordant au nord le batholite nord-trégorrois. L'assimilation d'un socle Protérozoïque inférieur dans les magmas cadomiens est démontrée également par les zircons hérités que l'on retrouve dans la plupart de ces massifs (Pasteels and Doré, 1982 ; Peucat, 1983, 1986 ; Graviou, 1984 ; Guerrot and Peucat, sous presse...). Cependant, les rapports initiaux du Sr généralement assez faibles (< 0,710) interdisent une large participation de ce socle ancien qui lui est fortement radiogénique (Vidal et al., 1981 ; Peucat, 1983 ; Graviou, 1984). Par contre, les résultats obtenus en Nd avec des âges modèles anciens (2200 Ma à 1000 Ma) témoignent incontestablement d'un recyclage de croûte ancienne.

Adoptant l'approche basée sur l'utilisation de l'équation classique de mélange de deux composants (Pushkar et al., 1972), une approximation des proportions contaminant - matériaux juvéniles peut être calculée ; l'équation utilisée est la suivante :

$$X = \frac{C_A^{DM} (\epsilon_A^{NC} - \epsilon_A^{DM})}{C_A^{CA} (\epsilon_A^{CA} - \epsilon_A^{NC})}$$

où C_A = concentration de l'élément considéré c'est-à-dire Nd ou Sr

$\epsilon_A = \epsilon$ de l'élément considéré à l'âge de mise en place des magmas

DM = Matériel dérivé du manteau

CA = croûte ancienne

NC = nouvelle croûte

X représente l'addition d'une fraction X de croûte ancienne à une quantité égale à 1 de matériel dérivé du manteau.

Le pourcentage de croûte ancienne est :

$$\%CA = \frac{100X}{1 + X}$$

Cette approche va être appliquée sur les gneiss icartiens pour voir si les deux systèmes paradoxaux du Sr et du Nd s'accordent quant à la genèse du batholite nord trégorrois et des massifs dioritiques.

III - Contamination par le Protérozoïque inférieur nord-armoricain

Ce socle ancien affleure en pointements dans le nord du massif armoricain. Ces affleurements dessinent un alignement NE - SW du Trégor jusqu'au Cap de la Hague en passant par Guernesey. L'âge de ce socle est fixé aux alentours de 1,8 - 2,2 par de nombreuses études géochronologiques (Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray, 1979 ; Auvray et al., 1980 ; Piton, 1985). Les échantillons étudiés ici sont de composition granodioritique à granitique, qui, dans le cas d'une mobilisation de socle, sont plus fusibles que les roches basiques également présentes dans ce Protérozoïque inférieur.

III-1 - Le Strontium

De nombreuses analyses ont été effectuées sur ces gneiss anciens. Les moyennes de ces analyses par unités géographiques sont les suivantes :

- Gneiss de Guernesey (Adams, 1967) :

Moyenne sur	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	$\frac{87}{86} \text{Sr/Sr actuel}$
20 analyses	150	201	0,75	0,822

- Gneiss de Trébeurden et de Port-Béni (Vidal, 1980) :

Moyenne sur	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel
17 analyses	114	507	0,22	0,7208

- Gneiss de Morguignen (Charlot, non publié) :

Moyenne sur	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel
7 analyses	92	190	0,48	0,7257

Les valeurs obtenues sur l'Icartien des îles anglo-normandes montrent qu'il est beaucoup plus radiogénique que les gneiss continentaux (Port-Béni, Trébeurden et Morguignen) se trouvant en enclaves dans le batholite nord-trégorrois.

La moyenne globale sur les 24 analyses des gneiss continentaux est de :

Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ actuel
108	414	0,26	0,7222

Si pour les calculs de contamination on utilise le total de toutes les analyses (Guernesey inclu), les taux de participation seront moindres. Aussi, pour obtenir un taux maximum, seules seront considérées les analyses des gneiss continentaux et donc la moyenne ci-dessus. A partir de cette moyenne, on peut calculer un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moyen à 615 Ma. La valeur obtenue est de 0,7156 et donc largement supérieure au rapport isotopique initial moyen du batholite nord-trégorrois ($I_{\text{Sr}} = 0,7079$, $\epsilon_{\text{Sr}}(i) = + 59$).

Pour les calculs de contamination en Sr deux modèles seront testés. Dans le premier modèle, la concentration en Sr du composant dérivé du manteau sera celle proposée par Taylor and McLennan (1985), pour la croûte océanique, c'est-à-dire 130 ppm, voisine de celle utilisée par Auvray (1979) et provenant de Shaw (1972b).

Pour le second modèle, on considèrera que le liquide contaminé n'est pas un basalte mais un liquide plus évolué et donc plus enrichi en Sr (Allègre and Ben Othman, 1980). La concentration du matériel dérivé du manteau pour les calculs de mélange vont de 250 ppm (De Paolo, 1981a) à 440 ppm (Farmer and De Paolo, 1983) ou même 470 ppm (McCulloch and Chappell, 1982). Le calcul sera ici effectué avec une teneur en Sr de 450 ppm.

Pour chacun de ces modèles, le rapport isotopique considéré pour ce dérivé mantellique sera soit le rapport obtenu pour un manteau appauvri ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0) = 0,7026$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,046$; Taylor and McLennan, 1985) soit le rapport obtenu avec les paramètres d'un réservoir uniforme ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0) = 0,7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,085$).

III-1-1 - Modèle I

Les valeurs utilisées sont donc :

$$C_{Sr}^{DM} = 130 \text{ ppm} \quad \epsilon_{Sr}^{DM}(615 \text{ Ma}) = -22 \quad \epsilon_{Sr}^{UR} = 0$$

$$C_{Sr}^{CA} = 414 \text{ ppm} \quad \epsilon_{Sr}^{CA}(615 \text{ Ma}) = +168$$

$$\epsilon_{Sr}^{NC}(615 \text{ Ma}) = +59$$

Ce qui donne pour un manteau appauvri :

$$X = 0,23 \quad \% \text{ CA} = 19 \%$$

et pour un réservoir uniforme :

$$X = 0,17 \quad \% \text{ CA} = 15 \%$$

On voit donc que quelque soit le rapport isotopique considéré pour le dérivé du manteau, la participation des gneiss Protérozoïque inférieur est inférieure à 20 %.

Si l'on tente la même opération pour les massifs dioritiques, les résultats suivants sont obtenus :

	Manteau appauvri		Réservoir uniforme	
	X	% CA	X	% CA
Coëtmieux	0,05	5	0,01	1
Coutances	0,05	5	0,008	0,8
Saint-Quay	0,07	6,5	0,03	3
Saint-Brieuc	0,12	11	0,07	6,5

Les taux de contamination sont inférieurs à 10%.

III-1-2 - Modèle II

Les résultats pour le Trégor et les massifs dioritiques sont :

	Manteau appauvri		Réservoir uniforme	
	X	% CA	X	% CA
Trégor	0,81	45	0,59	37
Coëtmieux	0,18	15	0,03	3
Coutances	0,18	15	0,03	3
Saint-Quay	0,24	19	0,09	8
Saint-Brieuc	0,43	30	0,26	21

Les taux de participation sont fortement augmentés dans ce modèle. Cependant, les grandes incertitudes sur les rapports initiaux, tant du contaminant crustal que de la nouvelle croûte, font que ces résultats ne doivent pas être considérés tels quels, mais représentent des estimations, un ordre de grandeur permettant la comparaison avec le néodyme. De plus ils sont sans doute surestimés puisque les gneiss des îles anglo-normandes, plus radiogéniques ne sont pas pris en compte.

III-2 - Le Néodyme

Les données Nd utilisées dans ce travail proviennent pour la plupart de Piton (1985). La moyenne de sept de ces analyses est reportée dans le tableau 24. Trois échantillons supplémentaires ont été analysés (Tab. 24).

Echantillons	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T=615\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T=615\text{Ma})$
Moyenne des données de Piton (1985) sur sept analyses	0,1183	0,511734	0,51126	- 11,5
2872 Guernesey	0,1272	0,511792 \pm 22	0,51128	- 11,1
2873 Guernesey	0,1381	0,511897 \pm 18	0,51134	- 9,9
2526 Trégor	0,1171	0,511638 \pm 23	0,51117	- 13,3

Tableau 24 : Données Sm-Nd sur les gneiss icartiens .

La moyenne des teneurs en Nd pour les échantillons Protérozoïque inférieur est de 31 ppm. Leur constitution isotopique moyenne à 615 Ma est de 0,51126 équivalent à un $\epsilon_{\text{Nd}}(615 \text{ Ma}) = - 11,5$. Pour le néodyme, on ne note pas de différences entre les gneiss insulaires et continentaux.

Pour le Trégor, les $\epsilon_{\text{Nd}}(i)$ varient de - 5,9 à - 8,7 pour une valeur moyenne de - 7,5. Si l'on prend comme modèle pour le manteau appauvri un $\epsilon_{\text{Nd}}(o) = + 10$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,21368$, son ϵ_{Nd} à 615Ma est de + 8,7. La teneur en Nd du dérivé mantellique utilisée correspond à la moyenne pour la croûte océanique et est de 10 ppm (Taylor and McLennan, 1985) et qui est également la moyenne utilisée pour les volcanites d'arc insulaire (Patchett and Bridgwater, 1984).

Les paramètres sont donc :

$$C_{\text{Nd}}^{\text{DM}} = 10 \text{ ppm}$$

$$\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{DM}}(615 \text{ Ma}) = + 8,7$$

$$C_{\text{Nd}}^{\text{CA}} = 31 \text{ ppm}$$

$$\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{CA}}(615 \text{ Ma}) = - 11,5$$

$$\epsilon_{Nd}^{NC}(615 \text{ Ma}) = -7,5$$

ce qui donne les résultats suivants :

$$X = 1,31$$

$$\% \text{ CA} = 57 \%$$

Si l'on calcule les taux de contamination nécessaires pour obtenir la gamme des $\epsilon_{Nd(i)}$ observés pour le batholite nord trégorrois, ceux-ci s'échelonnent entre 43 % et 67 % (Fig. 46).

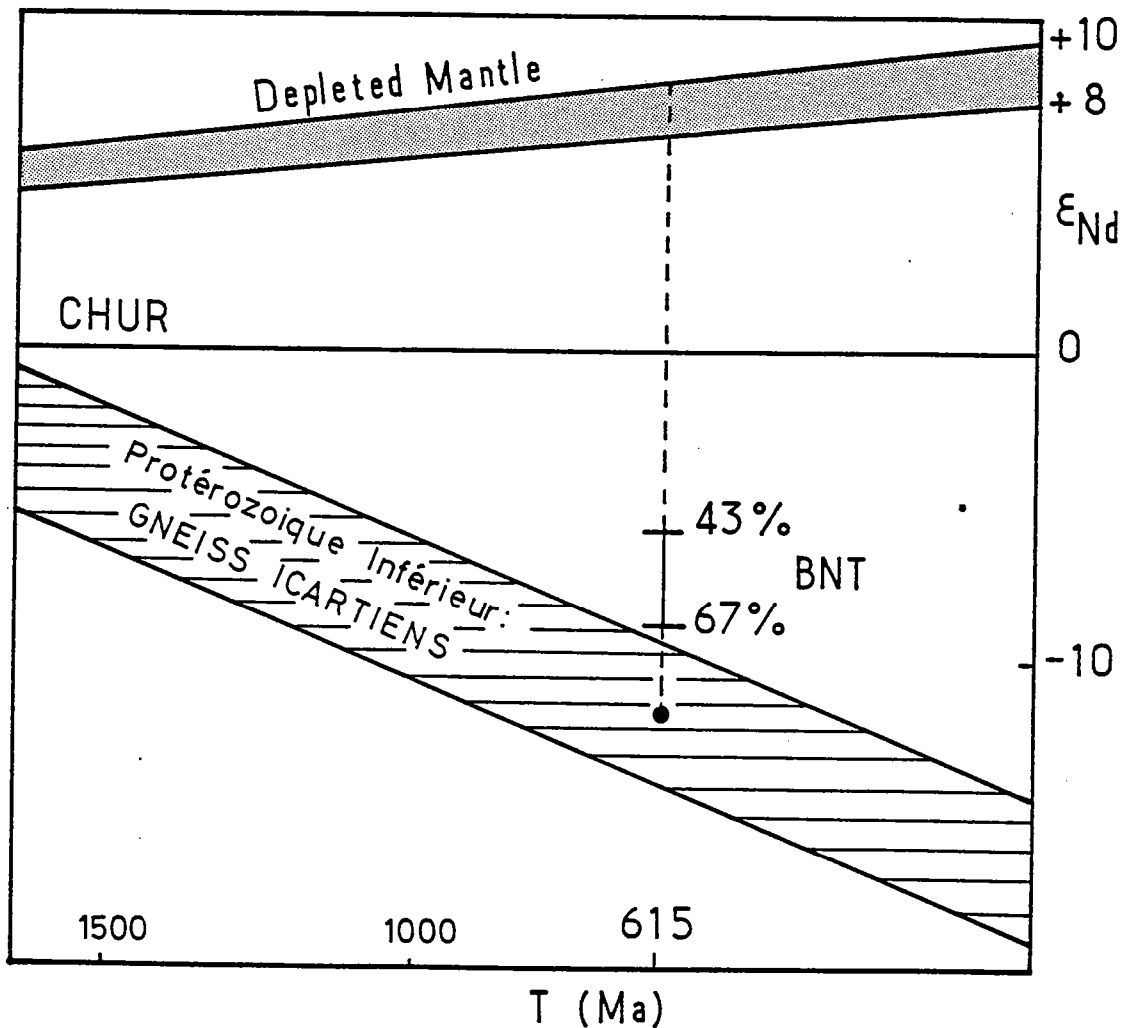


Fig. 46 : Diagramme Nd montrant le taux de contamination nécessaire d'un magma juvénile par les gneiss icartiens pour obtenir les caractères isotopiques des magmas nord-trégorrois.

Ils sont moindres pour les massifs dioritiques (Fig. 47) :

	X	% CA
Coëtmieux-Fort-la-Latte	0,113	10
Coutances	0,133	12
Saint-Quay-Portrieux	0,225	18
Saint-Brieuc	0,227	18,5

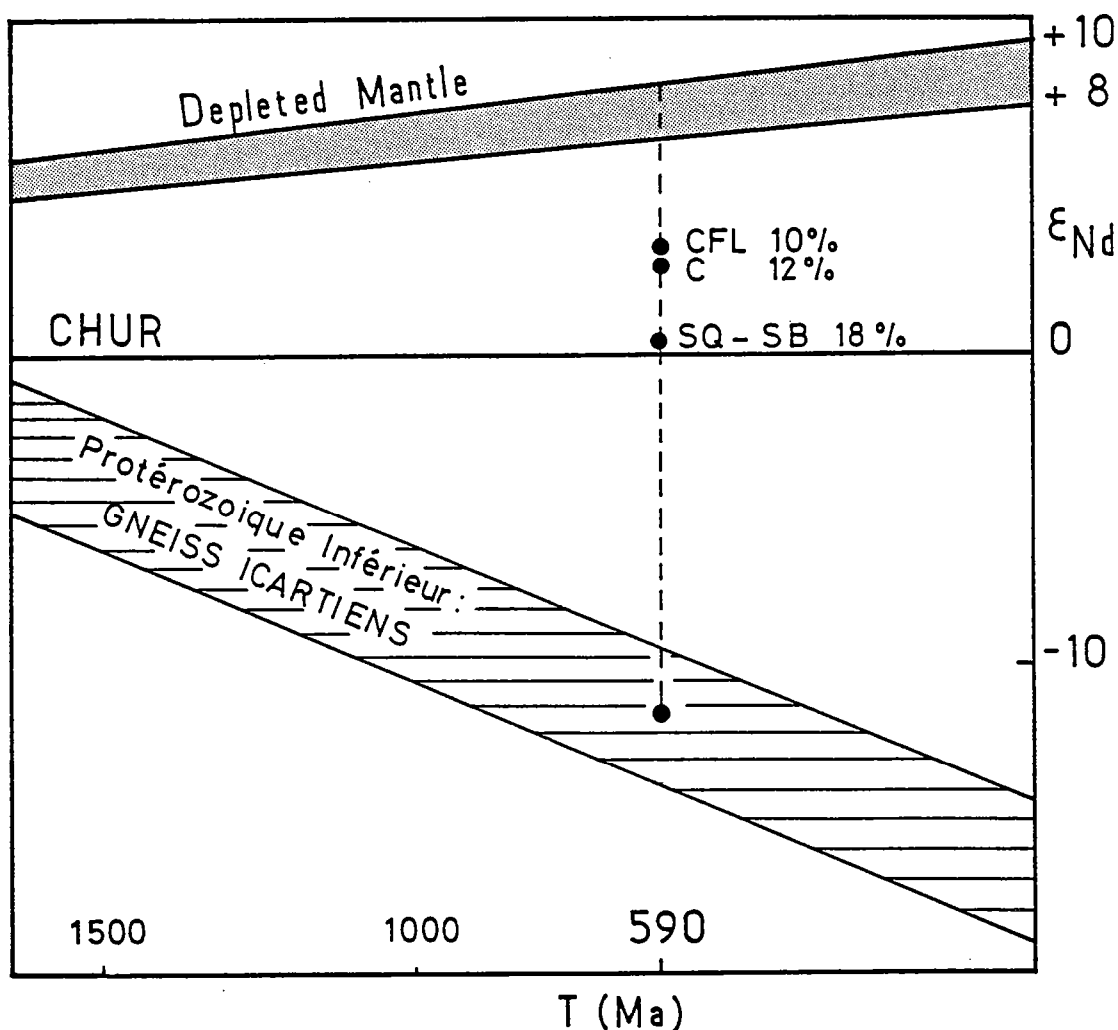


Fig. 47 : Pourcentage de contaminant icartien dans un magma juvénile nécessaire pour obtenir les caractères isotopiques des massifs orthogneiss. CFL : Coetmieux-Fort-la-Latte ; C : Courances ; SQ : Saint-Quay-Portrieux ; SB : Saint-Brieuc.

Les pourcentages de contaminant estimés sont très élevés pour le Nd surtout par comparaison avec le modèle I du Sr. Les deux systèmes donnent des résultats relativement paradoxaux. De plus, un taux de contamination aussi élevé ($\approx 60\%$) en Nd est incompatible avec l'origine mantellique du batholite nord-trégorrois indiqué par les éléments majeurs et traces (Graviou, 1984 ; Graviou et al., 1988).

L'assimilation d'une croûte continentale Protérozoïque inférieure, représentée par les gneiss icartiens du nord de la Bretagne est donc à proscrire. Ce contaminant ne met pas totalement en accord les deux systèmes isotopiques étudiés et, si l'on considère les résultats du Nd comme plus fiables, cela nécessite une trop grande participation de la croûte ancienne. Il faut plutôt rechercher un contaminant ancien qui soit beaucoup moins radiogénique en Sr et ayant des ϵ_{Nd} beaucoup plus négatifs. Une croûte granulitique ancienne pourrait représenter un candidat possible. C'est pourquoi, les mêmes modélisations vont être présentées en utilisant les données des granulites immergées du Golfe de Gascogne. Ces granulites sont actuellement les seuls témoins d'une croûte inférieure ancienne impliquée dans la chaîne hercynienne.

IV - Contamination par de la croûte inférieure ancienne (Protérozoïque inférieur à archéenne).

Ces roches ont des âges U-Pb sur zircons de 2.7 Ga et 1.9 Ga (cf. 1^{ère} Partie). Ces âges correspondent à la fourchette des âges des zircons hérités que l'on trouve dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. De même que pour les gneiss icartiens, seuls les échantillons de composition intermédiaires à acide seront utilisés.

IV-1 - Le Strontium

La teneur moyenne en Sr des granulites sélectionnées est de 412 ppm. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moyen à 615 Ma est de 0,719 équivalent à un ϵ_{Sr} (615 Ma) de + 215 environ.

Les paramètres de calculs sont donc pour le Trégor :

$$C_{\text{Sr}}^{\text{DM}} = 130 \text{ ppm modèle I}$$

$$\epsilon_{\text{Sr}}^{\text{DM}}(615 \text{ Ma}) = - 22$$

$$\epsilon_{\text{Sr}}^{\text{UR}} = 0$$

$$C_{\text{Sr}}^{\text{DM}} = 450 \text{ ppm modèle II}$$

$$C_{\text{Sr}}^{\text{CA}} = 412 \text{ ppm}$$

$$\epsilon_{\text{Sr}}^{\text{CA}}(615 \text{ Ma}) = + 215$$

$$\epsilon_{\text{Sr}}^{\text{NC}}(615 \text{ Ma}) = + 59$$

Les résultats sont :

	Manteau appauvri		Réservoir uniforme	
	X	% CA	X	% CA
Modèle I	0,16	14	0,12	11
Modèle II	0,57	36	0,41	29

Ces taux sont sensiblement plus élevés pour le modèle I que lorsqu'on utilise la croûte icartienne mais plus faibles pour le modèle II.

A partir de ces résultats, on peut estimer un taux moyen de 10-15 % de croûte ancienne pour le modèle I et de 30-35 % pour le modèle II. Il n'est cependant pas possible de considérer cela comme

représentatif car un changement dans la proportion des différents constituants granulitiques engendrerait de grandes différences dans les pourcentages.

Avec $\epsilon_{Sr}^{CA} = + 215$, les calculs pour les massifs dioritiques donnent :

	%CA (Manteau appauvri)		%CA (Réservoir uniforme)	
	Modèle I	Modèle II	Modèle I	Modèle II
Coetmieux	4	12	0,4	3
Coutances	4	12	0,4	3
Saint-Quay	5	28	2	7
Saint-Brieuc	8	35	5	16

La différence pour ces massifs entre un contaminant d'âge Protérozoïque inférieur caractérisant une croûte supérieure et un contaminant granulitique est faible. Le taux de contamination pouvant être considéré comme inférieur à 20 %.

IV-2 - Le Néodyme

Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ moyen à 615 Ma a été calculé pour les granulites de composition intermédiaire à acide. La teneur moyenne est de 32 ppm et le rapport isotopique à 615 Ma de 0,51089 ($\epsilon_{Nd}(615 \text{ Ma}) = - 18,7$). Cela a pour conséquence en utilisant les paramètres donnés précédemment pour le Trégor et le manteau appauvri :

$$X = 0,45 ; \% \text{ CA} = 30 \%$$

Pour les $\epsilon_{Nd}(i)$ extrêmes du batholite nord-trégorrois, on a une fourchette de 26 à 35 % (Fig. 48) et pour les diorites (Fig. 49) :

	X	% CA
Coëtmeux-Fort-la-Latte	0,074	7
Coutances	0,086	8
Saint-Quay-Portrieux	0,136	12
Saint-Brieuc	0,137	12

Ces résultats sont relativement cohérents avec ceux du Sr. Les magmas dioritiques s'avèrent plus juvéniles que les magmas nord-trégorrois, le taux de contamination moyen que l'on puisse estimer se situant aux alentours de 10 %.

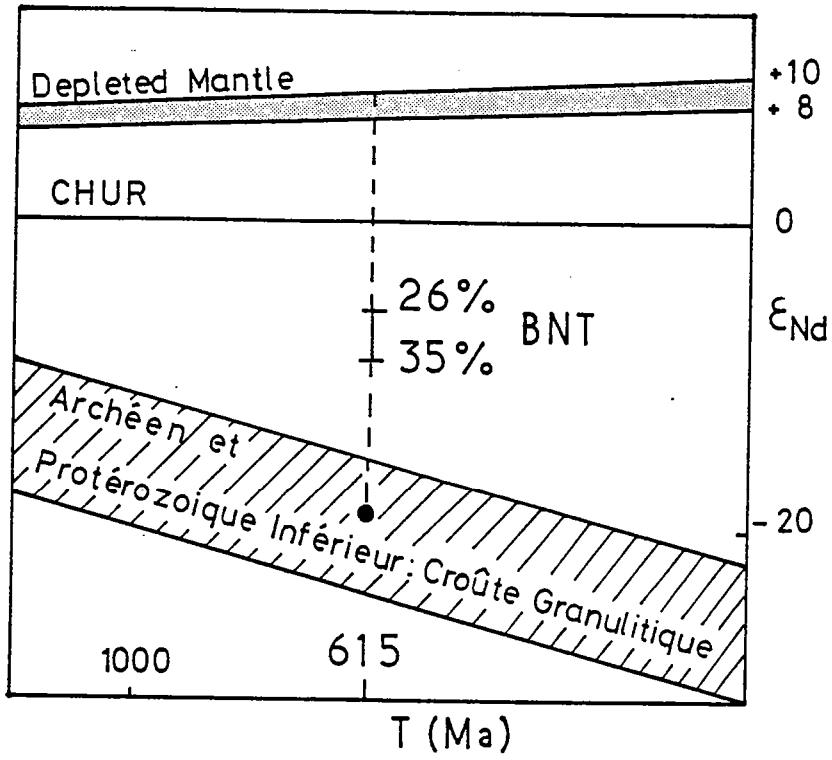


Fig. 48 : Taux de participation d'une croûte inférieure ancienne granulitique dans la genèse des magmas nord-trégorrois.

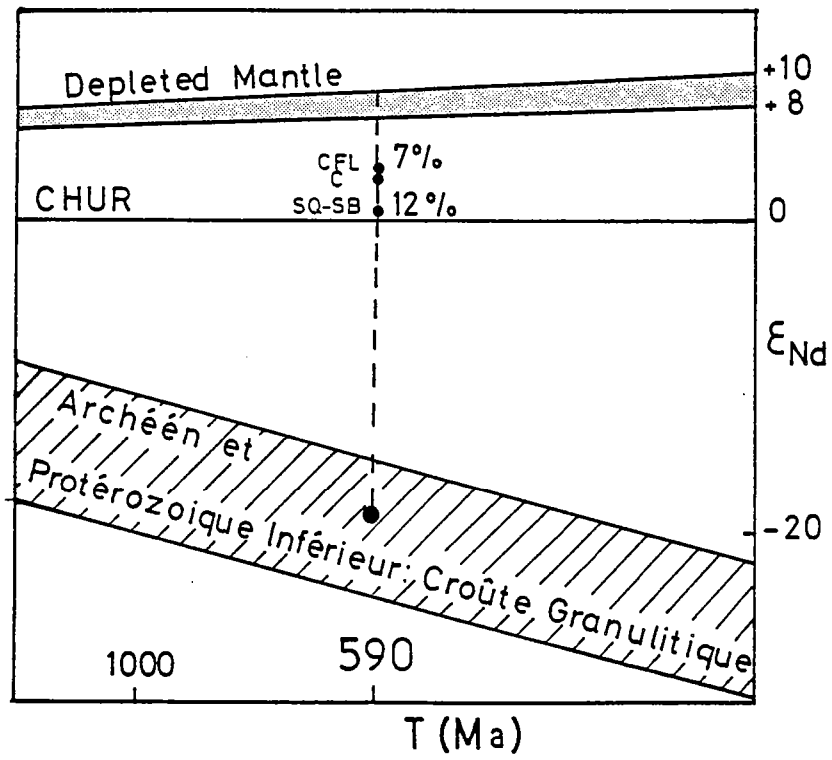


Fig. 49 : Taux de participation d'une croûte granulitique ancienne dans la genèse des magmas dioritiques. Symboles identiques dans la Fig. 47.

V - Discussion des résultats

Les taux de contaminations indiqués par les deux contaminants crustaux potentiels sont résumés comme suit :

Pour le modèle I :

	GNEISS ICARTIENS		CROUTE INFERIEURE	
	Nd	Sr	Nd	Sr
Trégor	43-67%	15-20%	25-35%	10-15%
Diorites	10-18%	5-11%	7-12%	4-8%

Les pourcentages de contaminant ancien, déterminés en Sr et Nd, bien que plus cohérents avec un contaminant granulitique, en ce qui concerne le Trégor, restent toutefois relativement différents : 15% pour le Sr, 30% pour le Nd. Cela peut s'expliquer par le choix effectué pour la teneur en Sr du dérivé du manteau.

Pour le modèle II :

	GNEISS ICARTIENS		CROUTE INFERIEURE	
	Nd	Sr	Nd	Sr
Trégor	43-67%	35-40%	25-35%	30-35%
Diorites	10-18%	10-20%	7-12%	3-20%

La participation exclusive de la croûte icartienne dans la genèse des magmas trégorrois est toujours impossible, les deux systèmes n'étant toujours pas en accord et la participation requise pour le Nd étant trop importante.

Avec le modèle II choisi pour le Sr, une croûte inférieure granulitique ancienne est un candidat potentiel ; les taux de contamination pour le Nd et le Sr se situant aux alentours de 30%. Dans la Figure 50, les $\epsilon_{Sr(i)}$ et $\epsilon_{Nd(i)}$ sont reportés pour le Trégor et les diorites, ainsi que les courbes de mélanges entre une croûte ancienne (CA) caractérisée par Nd = 32 ppm, $\epsilon_{Nd(i)} = -19$, Sr = 412 ppm, $\epsilon_{Sr(i)} = +215$ correspondant à la moyenne des granulites du Golfe de Gascogne, et deux pôles représentant des composants dérivés du manteau. Ces deux pôles sont, soit un composant dérivé du manteau appauvri (DM_A) avec Sr = 450 ppm, $\epsilon_{Sr(T)} = -22$, Nd = 10 ppm et $\epsilon_{Nd(T)} = +8,7$ ou bien un composant ayant les mêmes paramètres en Nd et la même teneur en Sr mais avec $\epsilon_{Sr} = 0$ (DM_B). Les points représentatifs du batholite nord-trégorrois indiquent une participation d'environ 30% de croûte granulitique ancienne. Pour les massifs dioritiques, elle est de 10% (Fig. 50). A partir du Nd, les taux de contamination calculés pour les galets granodioritiques du Poudingue de Cesson et du gabbro de la baie de Saint-Brieuc sont d'environ 5%.

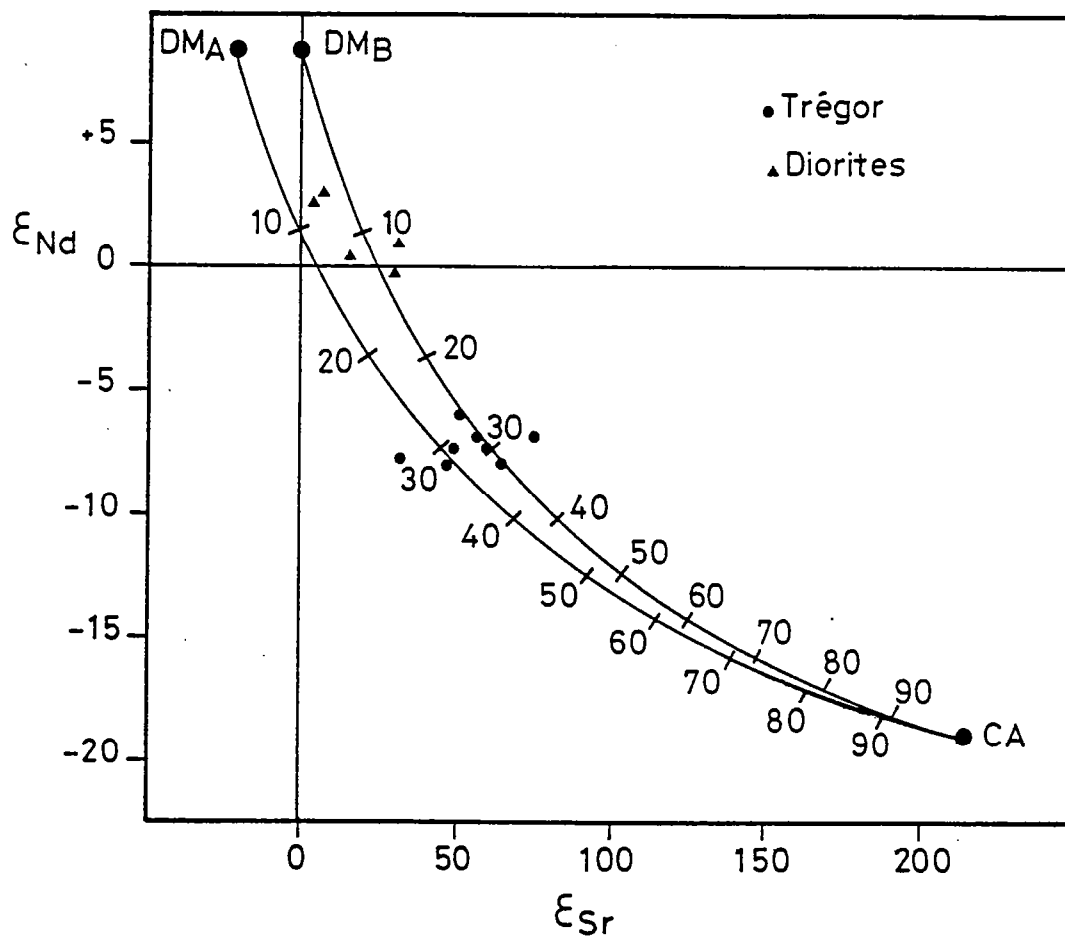


Fig. 50 Courbe de mélange entre une croûte ancienne et un dérivé du manteau. CA : croûte ancienne granulitique ; DMA dérivé d'un manteau appauvri ; DMB : dérivé d'un manteau uniforme pour le Sr.

Cette région de croûte d'âge Protérozoïque supérieur est nettement dominée par une composante de matériaux dérivés directement du manteau à concurrence de 70 à 95%.

VI - Conclusion

Cette étude des granitoïdes de type M et C mis en place lors de l'orogène Cadomien a montré que le Nd est un bien meilleur marqueur de la contamination crustale que le Sr, le système Rb-Sr étant en plus très sensible aux phénomènes intracrustaux.

Les granites provenant de l'anatexie crustale (type C) auraient pour origine un Briovérien sédimentaire profond type Plouguenast caractérisé par une constitution isotopique du Sr relativement basse. Une contamination par des magmas basiques n'est pas exclue. Cette constitution isotopique basse, avec des $\epsilon_{Nd}(T)$ plus élevés que pour le Trégor, peut s'expliquer également par la présence de nombreuses passées volcaniques dans le Briovérien et aussi par un héritage détritico-volcanique important.

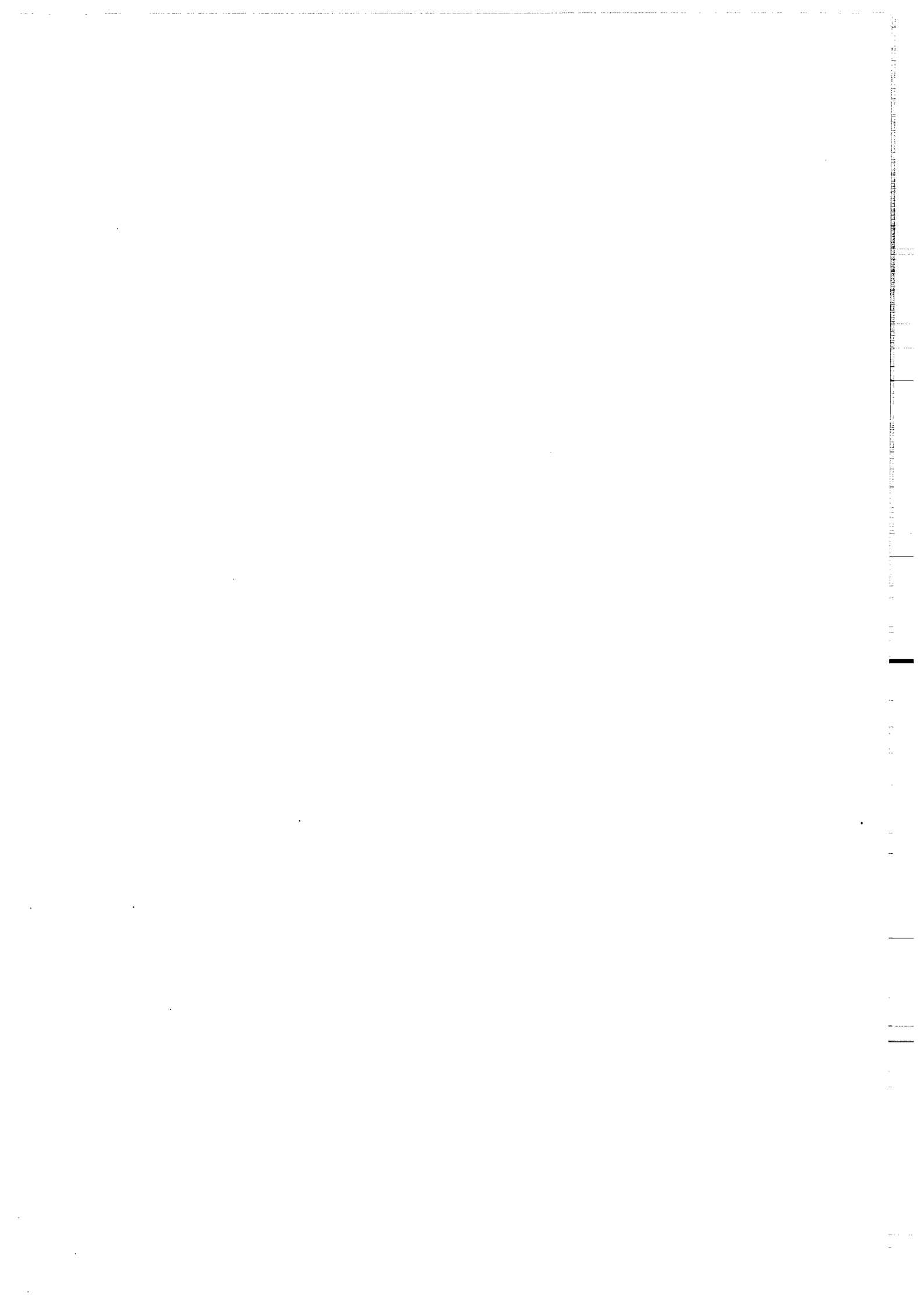
Les granitoïdes de type M ont également des rapports initiaux relativement bas, alors que les âges modèles Nd indiquent fortement une composante ancienne. Un calcul de mélange avec le Protérozoïque inférieur icartien est exclu car les pourcentages de contamination en Nd (60%) sont trop élevés et incompatibles avec les résultats obtenus en Sr. Par contre, la participation d'une croûte inférieure archéenne à Protérozoïque inférieur, comparable aux granulites immergées du Golfe de Gascogne réconcilie les deux systèmes pour des taux de contamination raisonnables.

Il est évident que les résultats obtenus sont fortement dépendants du modèle choisi. Ils ne sont pas significatifs au pourcentage près, mais correspondent à un ordre de grandeur raisonnable de l'importance de la participation crustale.

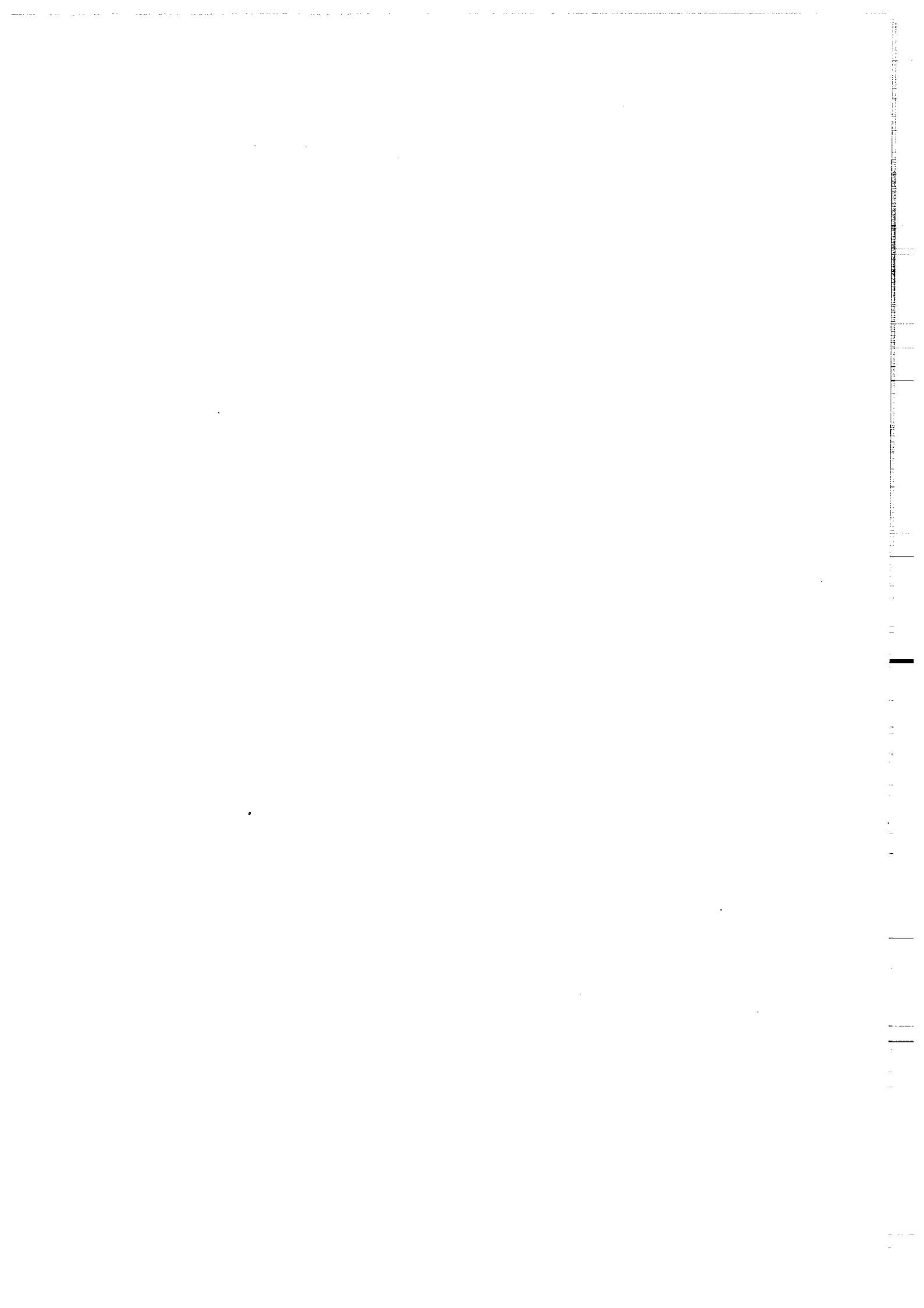
Les magmas cadomiens de type Trégor où diorites sont constitués à environ 70 à 95% de matériel juvénile directement dérivé du manteau. Ils indiquent donc un épisode de croissance crustale au cours du Protérozoïque supérieur.

Cela montre l'importance du rôle joué par la croûte ancienne lors de l'édification des chaînes cadomienne et hercynienne. Même si son rôle est mineur, on retrouve son influence de façon généralisée à travers les âges modèles Nd obtenus sur sédiments ou roches ignées, ainsi que par les zircons hérités. L'extension originelle ou même jusqu'au Protérozoïque supérieur de cette croûte ancienne devait être plus importante pour avoir ainsi laissé sa trace dans les terrains plus récents.

Les âges modèles Nd Protérozoïque moyen s'expliquent par ce phénomène de mélange entre Archéen, Protérozoïque inférieur et magma juvénile. Il n'est pas nécessaire d'invoquer une période de croissance crustale au Protérozoïque moyen (Liew, 1985 ; Liew and Hofmann, 1988), croissance crustale dont aucuns témoins ne seraient préservés et qui n'est pas en accord avec l'affinité gondwaniennne de l'Europe de l'ouest. Cette même constatation a été obtenue à partir des leucogranites sud-armoricains ((Peucat et al., 1988).



CONCLUSION GENERALE



CONCLUSION GENERALE

Cette remontée dans le temps sur des matériaux précambriens, grâce à l'outil géochronologique qu'est le zircon, indique pour l'Europe hercynienne de l'Ouest, la séquence d'événements suivante :

2,7 Ga : Golfe de Gascogne
 1,8-2,2 Ga : Golfe de Gascogne
 Bretagne Nord
 0,6 Ga : Bretagne Nord

Cette suite d'âges correspond tout a fait à celle observée dans le craton Ouest-Africain, un rapprochement entre cette partie de l'Europe et l'Afrique est donc possible pour les temps précambriens, rapprochement conforté par les données paléomagnétiques.

L'étude des granulites immergées du Golfe de Gascogne a montré l'existence de roches d'âges Archéen et Protérozoïque inférieur. Deux métamorphismes de faciès granulite sont suggérés et l'histoire de ces roches peut se résumer de la sorte : à 2,76 Ga il y a mise en place de magmas au sein de séries sédimentaires et métamorphisme granulitique contemporain. Ces roches archéennes seraient ensuite reprises au Protérozoïque inférieur dans un second événement d'accrétion-différenciation. Ce second épisode correspond à nouveau à la mise en place de magmas dans des séries sédimentaires et à leur métamorphisme dans le faciès des granulites à hornblende. La géochronologie U-Pb sur zircons met donc en évidence pour la première fois la présence dans la chaîne hercynienne de protolithes d'âge archéen. C'est également la première fois qu'un métamorphisme de haut-grade d'âge Protérozoïque inférieur et même archéen est reconnu. La géochimie isotopique (Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb) si elle n'a pas apporté de contraintes chronologiques, témoigne de l'influence des roches archéennes dans la genèse des magmas protérozoïque inférieur. Des taux de contamination variables sont en effet indiqués par ces isotopes.

La deuxième partie s'est axée essentiellement sur la géochronologie du cadomien et de ses implications quant à l'évolution orogénique cadomienne, ainsi que sur les contraintes qu'elle apporte sur l'âge du système briovérien. L'orogène Cadomien s'étale sur 150 Ma (670 à 530 Ma) et est engendré par une subduction sous une marge active, subduction pouvant avoir commencé à 660 Ma. Cette subduction entraîne l'ouverture d'un bassin arrière-arc à 600 Ma. La poursuite de cette évolution se traduit par la fermeture du bassin arrière-arc et son obduction vers le sud à 580 Ma. Le surépaississement crustal ainsi créé favorise une période de fusion crustale datée à 540 Ma. L'événement tectonique majeur à 580 Ma est synchrone d'un changement dans la sédimentation briovérienne et permet d'établir une coupure dans le

système briovérien avec un briovérien inférieur entre 660 et 580 Ma et un briovérien supérieur entre 580 et 540 Ma.

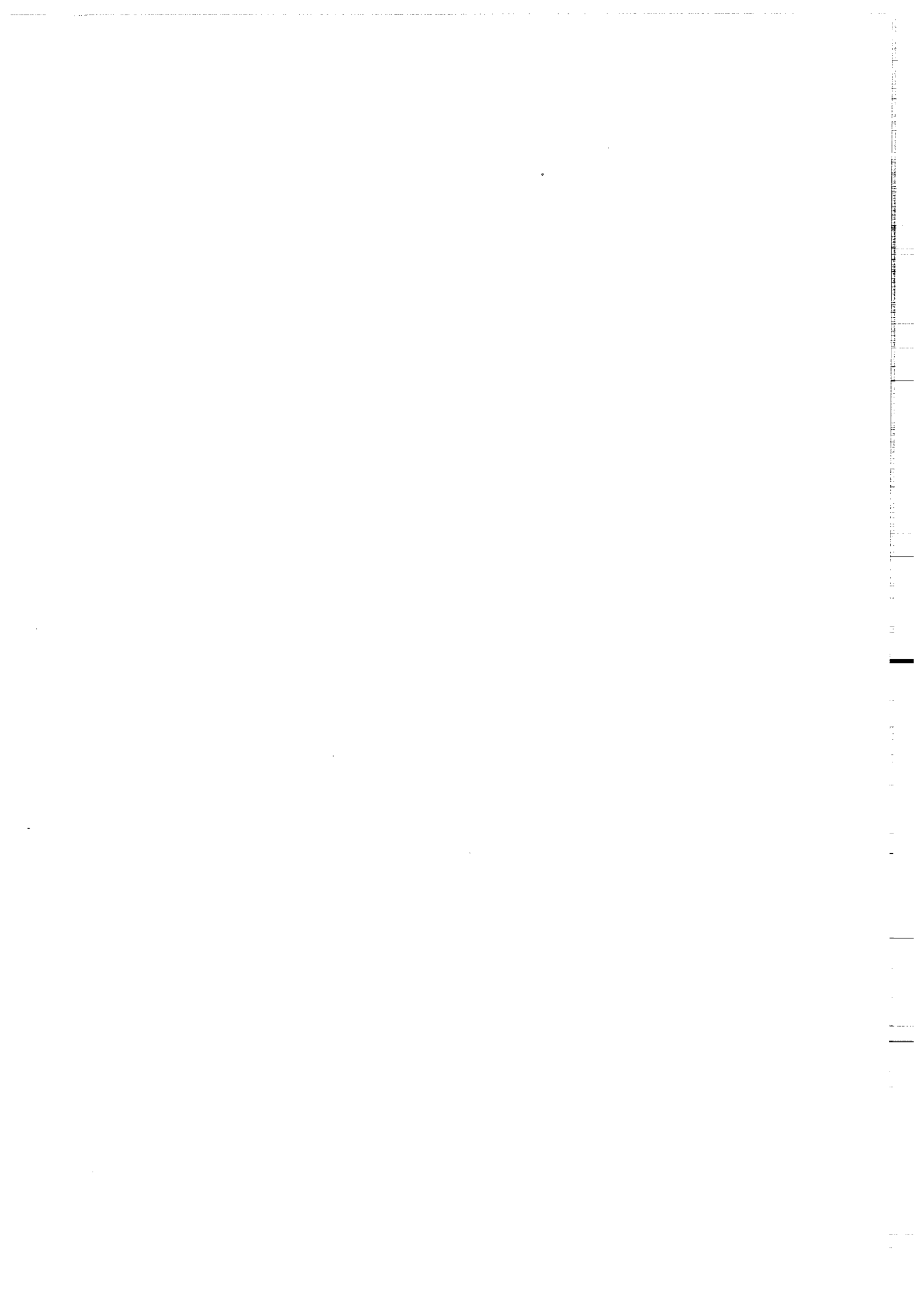
Enfin l'étude géochimique de ces granitoides cadomiens montre qu'ils ne sont pas entièrement formés de matériaux directement dérivés du manteau, mais suggère un certain degré de contamination par du matériel ancien. Les modèles proposés excluent une participation significative du socle icartien affleurant en Bretagne nord. Par contre, une modélisation utilisant les résultats géochimiques obtenus sur les granulites du Golfe de Gascogne met en accord les deux systèmes isotopiques étudiés, pour des taux de contamination raisonnables. Les magmas cadomiens sont juvéniles à concurrence de 70 à 95% et ont été légèrement contaminés par une croûte inférieure ancienne, du type des granulites immergées de la marge nord-espagnole. Bien que peu importante, cette contamination, ainsi que tous les âges anciens indiqués par les zircons détritiques ou hérités, prouvent le recyclage généralisé de cette croûte ancienne à l'échelle européenne. Les affleurements actuellement recensés ne sont donc pas significatifs de son extension originelle.

Il apparaît que l'orogène cadomien, bien que de petite échelle, a été une période de croissance crustale, les magmas mis en place étant en grande partie juvéniles.

D'un point de vue méthodologique, les tentatives de datation sur minéraux de roches ayant une histoire complexe peuvent s'avérer utiles même si des âges ne sont pas toujours obtenus. En effet cela peut apporter des renseignements sur les possibilités d'ouverture des minéraux en fonction du métamorphisme et des études plus poussées pourraient être tentées.

La méthode U-Pb sur monozircons est très prometteuse. Le comportement des zircons étant très ambigu lors de métamorphisme de haut-grade, une analyse plus fine de l'histoire d'un seul minéral pourrait apporter plus de renseignements que l'analyse globale d'une population. Des indices de Pb* hérité non visibles par la méthode conventionnelle ont ici été démontrés par cette procédure. L'histoire anté-métamorphique d'un zircon peut donc être abordée.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES



- ADAMS C.J.D.**, 1967.- A geochronological and related isotopic study of rocks from North Western France and Channel Islands (United Kingdom). Ph. D. Thesis, Oxford, 259 p.
- ADAMS C.J.D.**, 1976.- Geochronology of the Channel Islands and adjacent french mainland. J. Geol. Soc. London, 132 : 233-250.
- ALLEGRE C.J.**, 1987.- Isotope geodynamics. Earth Planet. Sc. Lett., 86 : 175-203.
- ALLEGRE C.J. and BEN OTHMAN D.**, 1980.- Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development : a chemical approach to orogenesis. Nature, 286 : 335-342.
- ALLEGRE C.J. and ROUSSEAU D.**, 1984.- The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. Earth Planet. Sc. Lett., 67 : 19-34.
- ANDRIAMAROFAHATRA J. et DE LA BOISSE H.**, 1988.- Mise en évidence de témoins granitiques tardi-cadomiens à 540 Ma dans la région de Belle-Isle en Terre, Massif Armoricaïn. Bull. Soc. Géol. France, 8, IV, 2 : 279-287.
- ARNDT N.T. and GOLDSTEIN S.L.**, 1987.- Use and abuse of crust formation ages. Geology, 15 : 893-895.
- ARNAUD G.**, 1980.- L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Thèse 3^{ème} cycle, Paris VI, 141 p.
- ASHWAL L.D. and WOODEN J.**, 1983.- Sr and Nd isotope geochronology, geologic history, and origin of the Adirondack Anorthosite. Geoch. Cosmoch. Acta, 47 : 1875-1885.
- AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.Y., COCHERIE A., FOUILLAC A.M. et ROSSI P.**, 1983.- Caractérisation des granitoïdes du batholite mancellien ; implications métallogéniques. In C.R. ATP CNRS Géochimie - Métallogénie Bonas, 16-17 Juin 1983 : 20-35.
- AUVRAY B.**, 1975.- Relations entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique : exemple des manifestations magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. Pétrologie, I, 2 : 125-138.
- AUVRAY B.**, 1979.- Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Thèse d'Etat, Rennes, 681 p.

- AUVRAY B., CHARLOT R. et VIDAL P., 1980.-** Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): âge et signification. *Can. J. Earth Sci.* 17, 4 : 532-538.
- BALE P., 1986.-** Tectonique cadomienne en Bretagne Nord. Interaction décrochement - chevauchement : champs de déformation et modélisation expérimentale. Thèse d'Université, Rennes, 369 p.
- BALE P. et BRUN J.P., 1983.-** Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 297, sér. II : 359-362.
- BARDY P., 1988.-** L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. Thèse d'Université, Rennes, 380 p.
- BARRAT J.A., 1988.-** Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica*, II, 2 : 125-133.
- BARROIS C., 1895.-** Sur les poudingues de Cesson (Côtes du Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XXIII : 26-29.
- BARROIS C., 1897.-** Des divisions géographiques de la Bretagne. *Ann. Geogr.*, VI : 23-44.
- BARROIS C., 1930.-** Les grandes lignes de la Bretagne. *Soc. Géol. Fr.*, livre jubilaire, I : 83-100.
- BEN OTHMAN D., FOURCADE S. and ALLEGRE C.J., 1984a.-** Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69 : 290-300.
- BEN OTHMAN D., POLVE M. and ALLEGRE C.J., 1984b.-** Nd-Sr isotopic composition of the lower continental crust. *Nature*, 307 : 510-515.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., POSTAIRE B., VIDAL P., CONVERT J. and MOREAU B., 1984.-** Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland. *Precamb. Res.*, 23 : 325-348.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., CORNICHE J., IGLESIAS PONCE DE LEON M. and IBARGUCHI J.I.G., 1985.-** U-Pb, Nd isotopes 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.
- BESSELES B.**, 1977.- Géologie de l'Afrique : le craton ouest-africain. *Mém. B.R.G.M.*, 88, 402 p.
- BLACK R.**, 1980.- Precambrian of West Africa. *Episodes*, 4 : 3-8.
- BLACK L.P.**, 1988.- Isotopic resetting of U-Pb zircon and Rb-Sr and Sm-Nd whole-rock systems in Enderby Land, Antarctica : implications for the interpretation of isotopic data from polymetamorphic and multiply deformed terrains. *Precamb. Res.*, 38 : 355-365.
- BLACK L.P. and Mc CULLOCH M.T.**, 1987.- Evidence for isotopic equilibration of Sm-Nd whole-rock systems in early Archaean crust of Enderby Land, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82 : 15-24.
- BLAND A.M.**, 1984.- Field relationship within the South-west Jersey granite complex. *Proc. Ussher Soc.*, 6 : 54-59.
- BOILLOT G.**, 1984 a.- Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. In "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France", G. Boillot coordon., Masson éd., Paris : 5-81.
- BOILLOT G.**, 1984 b.- Les marges continentales stables et leur destin. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXVI, 3 : 517-531.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A. and MALOD J.**, 1979.- Subduction and tectonics on the continental margin of northern Spain. *Mar. Géol.*, 32 : 53-70.
- BOILLOT G., CAPDEVILA R., HENNEQUIN-MARCHAND I., LAMBOY M. et LEPRETRE J.P.**, 1973.- La zone Nord-Pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 277, sér. D: 2629-2632.
- BOILLOT G., TEMINE D., MALOD J.A., CAPDEVILA R., COUSIN M., DUPEUBLE P.A., GONZALES-LODEIRO F., LAMBOY M., LEPVRIER C., MARTINEZ-CATALAN J., MASCLE G., MULLER C., PASTOURET L., TAUGOURDEAU-LANTZ J. et VANNEY J.R.**, 1985.- Exploration par submersible de la marge continentale au Nord-ouest de l'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, I, 1 : 89-102.

- BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., PARIS F. and CORNICHE J., 1988.-**
U-Pb zircon dating of the early Paleozoic (arenigian) transgression in Western Brittany (France) :
a new constraint for the lower paleozoic time-scale. *Chem. Geol.*, 72: 329-336.
- BOYER C., ROBLLOT M.M. et GRAINDOR M.J., 1972.-** Les ignimbrites du Post-Briovérien
de Saint-Germain-le-Gaillard (Manche). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 274, sér. D : 21-23.
- BRUN J.P., 1975.-** Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le massif de Saint-Malo (Massif
armoricain). Analyse de la déformation. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 97 p.
- BRUN J.P. et MARTIN H., 1978.-** Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution
dynamique d'un dôme migmatitique : le massif de Saint-Malo (France). *Bull. Soc. Géol. France*,
7, XX, 1 : 91-101.
- CABANIS B., CHANTRAINE J. et RABU D., 1986.-** Etude géochimique du volcanisme
briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques.
C.R. Acad. Sc. Paris, 303, sér. II : 51-56.
- CAHEN L., SNELLING N.G., DELHAL J., VAIL J.R., BONHOMME M. and
LEDENT D., 1984.-** The geochronology and evolution of Africa. *Oxford Sc. Publ.*, 512 p.
- CALVEZ J.Y., 1976.-** Comportement des systèmes uranium - plomb et rubidium - strontium dans les
orthogneiss d'Icart et de Moélan. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 74 p.
- CALVEZ J.Y. and VIDAL P., 1978.-** Two billion years old relicts in the Hercynian belt of Western
Europe. *Contrib Mineral. Petrol.*, 65 : 395-399.
- CAPDEVILA R. et VIDAL P., 1975.-** Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et
charnockites de la marge continentale Nord-Espagnole (Golfe de Gascogne). 3^{ème} Réunion. *Ann.
Sci. Terre*, Montpellier, résumé, p. 89.
- CAPDEVILA R., LAMBOY M. et LEPRETRE J.P., 1974.-** Découverte de granulites, de
charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-
espagnole. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278, sér. D : 17-20.
- CAPDEVILA R., BOILLOT G., LEPVRIER C., MALOD J.A. et MASCLE G., 1980.-**
Les formations cristallines du Banc Le Danois (marge nord ibérique). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 291,
sér. D : 317-320.

- CARTER S.R., EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. and O'NIONS R.K., 1978.- Neodymium and strontium isotope evidence for crustal contamination of continental volcanics. *Science*, 202 : 743-747.
- CHAMBAUDET A., MARS M., PEUCAT J.J. and REBETEZ M., 1985.- Radiometric datings and cooling history in the northern Armorican Massif (Northern French Brittany). *Nucl. Tracks*, 10, 2 : p. 404.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E. et RABU D., 1988.- Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, IV, 5 : 815-829.
- CHARLOT R., 1976.- The precambrian of the anti-atlas (Morocco): a geochronological synthesis. *Precamb. Res.*, 3 : 273-299.
- CHAUVEL C., 1982.- Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif Central français : contraintes pétrogénétique et arguments en faveur du métasomatisme mantellique. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 180 p.
- CHAUVEL C., ARNDT N.T., KIELINZCUK S. and THOM A., 1987.- Formation of Canadian 1.9 Ga old continental crust. I : Nd isotopic data. *Can. J. Earth Sci.*, 24 : 396-406.
- COGNE J., 1951.- Remarques sur les schistes cristallins du cours inférieur de la Rance (Ille et Vilaine). *Bull. Soc. Géol. France*, 6, I : 139-145.
- COGNE J., 1959.- Données nouvelles sur l'anté-cambrien dans l'Ouest de la France. Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes du Nord). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 1: 112-118.
- COGNE J., 1962.- Le Briovérien : Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'antécambrien récent dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, IV : 413-430.
- COGNE J., 1972.- Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. *Coll. Intern. C.N.R.S., Agadir Rabat (1970)*, 192 et *Note Mém. Serv. Géol. Maroc*, 276 : 193-218.
- COGNE J., 1974.- Le Massif Armoricaïn. In "Géologie de la France", vol. 1, Doin éd. : 105-161.

- COGNE J. et WRIGHT A.E.**, 1980.- L'orogène cadomien : vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens de l'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. 26ème C.G.I., Colloque C6, Géologie de l'Europe : 29-55.
- COMPSTON W. and CHAPPELL B.W.**, 1979.- Sr isotope evolution of granitoid source rocks. In the Earth : its origin, structure and evolution (ed. McELHINNY M.W.). Academic Press : 377-426.
- 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 Planet. Sci. Lett., 76 : 299-311.
- DALLMEYER R.D. and VILLENEUVE M.**, 1987.- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age record and polyphase tectonothermal evolution in the southern Mauritanide orogen, southeastern Senegal. Geol. Soc. Am. Bull., 98 : 602-611.
- DAVIES G., GLEDHILL A. and HAWKESWORTH C.**, 1985.- Upper crustal recycling in Southern Britain : evidence for Nd and Sr isotopes. Earth Planet. Sci. Lett., 75 : 1-12.
- DENIS E.**, 1987.- Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : nature, mise en place et évolution. Thèse d'Université, Rennes, 202 p.
- DE PAOLO D.J.**, 1981a.- A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. J. Geophys. Res., 86, B 11 : 10470-10488.
- DE PAOLO D.J.**, 1981b.- Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. Nature, 291 : 193-196.
- DE PAOLO D.J. and WASSERBURG G.J.**, 1979.- Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for neodymium. Geochim. Cosmochim. Acta, 43 : 999-1008.
- DE PAOLO D.J., MANTON W.I., GREW E.S. and HALPERN M.**, 1982.- Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. Nature, 298 : 614-618.

- DIDIER J., GUENNOC P. et PAUTOT G., 1977.-** Granodiorites et charnockites de l'éperon de Goban (marge armoricaine) au contact du domaine océanique. C.R. Acad. Sc. Paris, 284, sér. D: 713-716.
- DIDIER J., DUTHOU J.L. and LAMEYRE J., 1982.-** Mantle and crustal granites. Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcan. Geotherm. Res., 14: 125-132.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F. et LE GALL J., 1988.-** L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif Armoricain. Bull. Soc. Géol. Fr., 5, sous presse.
- D'LEMOS R.S., 1987.-** The evolution of the Northern Igneous complex of Guernesey, Channel Islands. Some isotopic evidence. Proc. Ussher Soc., 6 : 498-501.
- DORE F., 1984.-** Aspects radiométriques et biostratigraphiques de la limite Précambrien/Cambrien dans le Massif Armoricain (résumé), In : Géodynamique du Massif Armoricain, R.C.P. 705, Le mans, p. 18.
- DORE F., DUPRET L. et LE GALL J., 1984.-** Les premiers temps de la transgression cambrienne sur le socle dans le Cotentin. Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne, C, 16, 1 : 49-59.
- DOWNES H. and LEYRELOUP A., 1986.-** Sr and Nd isotopic evolution of granulitic xenoliths : implications for granitoid petrogenesis, French Massif Central. In "The nature of the Lower continental crust", Geol. Soc. Sp. Publ., 24 : 319-330.
- DUFRESNOY A. et ELIE DE BEAUMONT L., 1841.-** Explication de la carte géologique de France. Mém. Serv. Carte Géol., I : 176-239.
- DUPEUBLE P.A., REHAULT J.P., AUXIETRE J.L., DUNAND J.P. et PASTOURET L., 1976.-** Résultats des dragages et essai de stratigraphie des bancs de Galice, et des montagnes de Porto et de Vigo (Marge occidentale Ibérique). Mar. Géol., 22 : M 37- M 49.
- DUPRET L., 1988.-** Le Protérozoïque du Massif Armoricain Nord Oriental (Normandie et Maine). Bull. Soc. Linn. Normandie, 110-111 : 75-100.

- FABRIES J., CONQUERE F. and ARNAUD G., 1984.-** The mafic silicates in the Saint-Quay Portrieux gabbro-diorite intrusion: crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Min.*, 107 : 715-736.
- FARMER G.L. and DE PAOLO D.J., 1983.-** Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the Western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure. 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the Northern Great Basin. *J. Geophys. Res.*, 88 : 3379-3401.
- FLETCHER I.R. and ROSMAN K.J.R., 1982.-** Precise determination of initial ΣNd from Sm-Nd isochron data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1983-1987.
- FOLK R.L., 1968.-** Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, Texas, 170 p.
- 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. Min. Petrol.*, 59 : 13-32.
- GEBAUER D. and GRUNENFELDER M., 1977.-** U-Pb systematics of detrital zircons from some unmetamorphosed sediments of Central Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65 : 29-37.
- GEBAUER D. and GRUNENFELDER M., 1979.-** U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Munchberg gneiss massif, Northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42 : 35-44.
- GEBAUER D., GRUNENFELDER M., WILLIAMS I.S. and COMPSTON W., 1987.-** Archaean and proterozoic development of the continental crust of the European hercynides as revealed by ion microprobe and other isotopic data. *Terra Cognita*, 7, p. 158.
- GEBAUER D., WILLIAMS I.S. and COMPSTON W., 1988.-** Detrital minerals of Cadomian ages in sediments of the European Hercynides. In *The Cadomian orogeny, A special meeting of the Geological Society*, 6-8 April 1988, Oxford, Résumé, p. 44.
- GENESTIER V., 1984.-** Pétrologie d'une intrusion calco-alkaline et de ses enclaves : le massif cadomien de "Fort La Latte" (Bretagne Nord). D.E.A., Rennes, 52 p.
- GENESTIER V. et AUVRAY B., 1984.-** Données nouvelles sur le massif dioritique de Coëtmiex Fort La Latte (abstr.). 10^{ème} RAST, Bordeaux, p. 252.

- GEORGET Y.**, 1986.- Nature et origine des granites perulamineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : pétrologie et géochimie. Mem. Doc. Centre Armo. Etude struct. Socles, 9, 250 p.
- GRAINDOR M.J.**, 1957.- Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. Mém. Expl. Carte Géol. France, 211 p.
- GRAVIOU P.**, 1984.- Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple de granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricaïn). Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 236 p.
- GRAVIOU P. et AUVRAY B.**, 1985.- Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine Nord-Armoricaïn : implications géodynamiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 301, sér. II : 315-318.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B. and VIDAL P.**, 1988.- The Cadomian orogeny in the northern Armorican massif : petrological and geochronological constraints on a geodynamical model. *Hercynica*, sous presse.
- GRAVIOU P. and AUVRAY B.**, 1989.- Late precambrian M-type granitoids genesis in the Cadomian belt of NW France. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, sous presse.
- GRIFFIN W.L., MAC GREGOR V.R., NUTMAN A., TAYLOR P.N. and BRIDGWATER D.**, 1980.- Early archaean granulite facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50 : 59-74.
- GROUPE CYBERE**, 1984.- La marge déformée du Nord-Ouest de l'Espagne. Campagne Cybère du submersible Cyana - Août 1982. Publ. CNEXO, Résultats des campagnes à la mer, 29, 135 p.
- 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 3^{ème} cycle, Rennes, 105 p.
- GRUNENFELDER M.M., WILLIAMS I.S. and COMPSTON W.**, 1984.- Use of the ion-microprobe in deciphering complex U-Th-Pb systems in zircons from the Pre-alpine basement, Switzerland. *Terra Cognita*, 4 : 208-209.

- GUENNOC P., 1978.- Contribution à l'étude des marges passives : structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'atlantique N-E : de la terrasse de Meriadzek à l'éperon de Goban. Thèse 3^{ème} cycle, Brest, 95 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.J. et DUPRET L., 1986.- Age du précambrien sédimentaire (Briovérien) dans le Massif Armoricaïn (abst.). 11^{ème} RST, Clermont Ferrand, p. 86.
- GUERROT C. and PEUCAT J.J., 1988.- Nd evidence for Archaean and Lower Proterozoic crustal reworking during the Cadomian orogeny. In the Cadomian orogeny. A special meeting of the geological Society, 6-8 Avril 1988, Oxford, résumé, p. 35.
- GUERROT C. and PEUCAT J.J., 1989.- U-Pb geochronology of the late Proterozoic Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif, France. In "The Cadomian orogeny", Geol. Soc. Sp. Publ., sous presse.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., CAPDEVILA R. and DOSSO L., 1989.- Archean protoliths within lower Proterozoic granulitic crust of the West European Hercynian belt : possible relics of the West African craton. *Geology*, 17 : 241-244.
- GUERROT C., PEUCAT J.J. et DUPRET L., 1989.- Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le nord du Massif armoricaïn. C.R. Acad. Sc. Paris, 308, sér. II : 89-92
- HAGSTRUM J.T., VAN DER VOO R., AUVRAY B. and BONHOMMET N., 1980.- Eocambrian - cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 61 : 489-517.
- HALLOT E., 1988.- Magmatisme Cadomien Nord Armoricaïn : Exemple du massif gabbro dioritique de Plouvara-Squiffiec. D.E.A., Rennes, 47 p.
- HAMILTON P.J., EVENSEN N.M. and O'NIONS R.K., 1979.- Sm-Nd systematics of Lewisian gneisses : implications for the origin of granulites. *Nature*, 277 : 25-28.
- HANSEN E.C., NEWTON R.C. and JANARDHAN A.S., 1984.- Pressures, temperatures and metamorphic fluids across an unbroken amphibolite facies to granulite facies transition in Southern Karnataka, India. In *Archaean geochemistry*, Kröner et al. ed., Springer Verlag : 161-181.

- HEGNER E., KRONER A. and HOFMANN A.W.**, 1984.- Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, Southern Africa : a case for crustal contamination of mantle-derived magma. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 70 : 267-279.
- HEIER K.S.**, 1973.- Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A.* 273: 429-442.
- HENDERSON P.**, 1984.- General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In *Rare Earth geochemistry*, Henderson P. ed., Elsevier : 1-32.
- HIRBEC Y.**, 1979.- Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre. Sa place dans l'évolution géodynamique du Massif Armoricaïn. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 146 p.
- HOPPE G.**, 1966.- Zirkone aus granuliten. *Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., Reihe B, Mineral Lagerstättenforsch.*, 11, 1 : 47-81.
- JAHN B.M. and ZHANG Z.Q.**, 1984.- Archean granulite gneisses from Eastern Hebei Province, China : rare earth geochemistry and tectonic implications. *Contrib. Mineral. Pétrol.*, 85 : 224-243.
- JAHN B.M., MARTINEAU F., PEUCAT J.J. and CORNICHE J.**, 1986.- Geochronology of the Tananao schist complex, Taiwan and its regional tectonic significance. *Tectonophys.*, 125 : 103-124.
- JAHN B.M., BERNARD-GRIFFITHS J., CHARLOT R., CORNICHE J. and VIDAL P.**, 1980.- Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (Holes 417D and 418A, Legs 51, 52 and 53). *Earth Planet. Sc. Lett.*, 48 : 171-184.
- JEANNETTE D.**, 1972.- Analyse tectonique des formations précambriennes. Etude du Nord-est de la Bretagne. *Mem. Sci. Geol., Strasbourg*, 36, 175 p.
- JEANNETTE D. et COGNE J.**, 1968.- Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 266, Sér. D : 2211-2214.
- JONIN M. et VIDAL P.**, 1975.- Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armoricaïn, France. *Can. J. Earth Sci.*, 12 : 920-927.

- JONIN M.**, 1981.- Un batholite fini-Précambrien : le batholite Mancellien (Massif Armoricaïn, France). Etude pétrographique et géochimique. Thèse d'Etat, Brest, 319 p.
- KOBER B.**, 1986.- Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigation on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93 : 482-490.
- KOBER B.**, 1987.- Single-zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrol.*, 96 : 63-71.
- KOBER B. and LIPPOLT H.J.**, 1985.- Plumbotectonics of Central and Western Europe. *Terra Cognita*, 5 : p. 278.
- KOPPEL V. and GRUNENFELDER M.**, 1975.- Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 55, 1 : 129-132.
- KROGH T.E.**, 1973.- A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37 : 485-484.
- KRONER A., WENDT I., LIEW T.C., COMPSTON W., TODT W., FIALA J., VANKOVA V. and VANEK J.**, 1988.- U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contrib. Min. Petrol.*, 99 : 257-266.
- KUIJPER R.P., PRIEM H.N.A. and DEN TEX E.**, 1982.- Late Archaean - Early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the Palaeozoic orogen of Western Galicia, NW Spain. *Precamb. Res.*, 19 : 1-29.
- LE CORRE C.**, 1977.- Le Briovérien de la Bretagne Centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 3 : 219-254.
- LEFORT J.P.**, 1975.- Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse d'état, Rennes, 217 p.
- LE GALL J. et MARY G.**, 1982.- Mise en place tardi-cadomienne du complexe basique de Brée (Mayenne). *Bull. B.R.G.M.*, 2, I, 1-2 : 19-23.

- LE GALL J. et MARY G.**, 1983.- Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'est du Massif armoricain. Bull. Soc. géol. mineral. Bretagne, C, 15, 2 : 169-180.
- LE GALL J. et BARRAT J.A.**, 1987.- Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Tréguier. Géologie de la France, 1 : 3-22.
- LE PRETRE J.P.**, 1974.- Traitement et utilisation de données magnétiques. Application à la marge continentale nord-espagnole située entre 3° et 6° de longitude ouest. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 115 p.
- LEUTWEIN F.**, 1968.- Contribution à la connaissance du Précambrien récent en Europe occidentale et développement géochronologique du Briovérien en Bretagne (France). Sciences de la Terre, 10 : 345-366.
- LEUTWEIN F., POWER G., ROACH R. and SONET J.**, 1973.- Quelques résultats géochronologiques obtenus sur des roches d'âge précambrien du Cotentin. C. R. Acad. Sc. Paris, 276, sér. D : 2121-2124.
- LIEW T.C.**, 1985.- Nd isotopic characteristics of the Central European crust (abstr.). Terra Cognita, 5, 2/3 : 290-291.
- LIEW M.T. and HOFMANN A.W.**, 1988.- Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe : Indications from Nd and Sr isotopic study. Contrib. Mineral. Petrol., 98 : 129-138.
- McCULLOCH M.T. and WASSERBURG G.J.**, 1978.- Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. Science, 200 : 1003-1011.
- McCULLOCH M.T. and CHAPPELL B.W.**, 1982.- Nd isotopic characteristics of S and I type granites. Earth Planet. Sc. Lett., 58 : 51-64.
- McCULLOCH M.T. and BLACK L.P.**, 1984.- Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. Earth Planet. Sci. Lett., 71 : 46-58.

- MALOD J.A., BOILLOT G., CAPDEVILA R., DUPEUBLE P.A., LEPVRIER C., MASCLE G., MULLER C. et TAUGOURDEAU-LANTZ J., 1980 a.-** Plongées en submersible au sud du Golfe de Gascogne: stratigraphie et structure de la pente du Banc Le Danois. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 3 : 73-76.
- MALOD J.A., BOILLOT G. et coll., 1980 b.-** Campagne Cyadanois, 9-22 juillet 1979. Publ. CNEXO, Résultats de campagne à la mer, 20, 80 p.
- MARTIN H., 1977.-** Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de Saint Malo (Massif armoricain). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 95 p.
- 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.
- MILON Y., 1928.-** Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, Oberthur, Rennes, 151 p.
- MOORBATH S., 1975.-** Geological interpretation of whole rocks isochron dates from high grade gneiss terrains. Nature, 255, p. 391.
- MOORBATH S., POWELL J.L. and TAYLOR P.N., 1975.-** Isotopic evidence for the age and origin of the "grey gneiss" complex of the southern Outer Hebrides, Scotland. J. Geol. Soc. London, 131 : 213-222.
- NELSON B. and DE PAOLO D.J., 1984.-** 1,700 Myr greenstone volcanic successions in southwestern North America and isotopic evolution of Proterozoic mantle. Nature, 312 : 143-146.
- O'NIONS R.K., HAMILTON P.J. and HOOKER P.J., 1983.-** A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. Earth Planet. Sc. Lett., 63 : 229-240.
- PAQUETTE J.L., 1987.-** Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique : Chaîne Hercynienne et chaîne alpine. Mém. Doc. CAESS, 14, 189 p.

- PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J. and MARCHAND J.,** 1985.- Evidence for old precambrian relicts shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. In *Isotope geochemistry and geochronology of Eclogites*. Chem. Geol., 52 : 203-216.
- 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 Nord-Ouest du Massif Armoricaïn. Bull. Min., 110 : 683-696.
- PARK R.G. and TARNEY J.,** 1987.- The Lewisian complex : a typical Precambrian high-grade terrain ? In : *Evolution of the Lewisian and comparable high-grade terrains*, Geol. Soc. Sp. Publ., 27 : 13-25.
- PASTEELS P. and DORE F.,** 1982.- Age of the Vire-Carolles granite. In *Numerical dating in stratigraphy*. Odin éd. Wiley and Sons, New York : 784-790.
- 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.
- PATCHETT P.J. and ARNDT N.T.,** 1986.- Nd isotopes and tectonics of 1.9-1.7 Ga crustal genesis. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 78 : 329-338.
- PATCHETT P.J. and KOUVO O.,** 1986.- Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age : Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Sveco karelian terrain of South Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 : 1-12.
- PATCHETT P.J. and RUIZ J.,** 1987.- Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96 : 523-528.
- PERIGO R., VAN DER VOO R., AUVRAY B. and BONHOMMET N.,** 1983.- Paleomagnetism of late Precambrian-Cambrian volcanics and intrusives from the Armoricaïn Massif, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc., Oxford*, 75 : 235-260.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. and BONHOMMET N.,** 1984.- Paleozoic evolution of the Armoriga plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12 : 579-582.

- PEUCAT J.J.**, 1983.- Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 28, 158 p.
- PEUCAT J.J.**, 1986.- Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St Malo massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc. London*, 143 : 875-885.
- PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNE J. and CORNICHE J.**, 1981.- Late Proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex : a possible cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geology*, 9 : 169-173.
- 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., VIDAL P., BERNARD-GRIFFITHS J. and CONDIE K.**, 1987.- Sr, Nd and Pb systems across the amphibolite to the granulite facies transition in southern India. *Terra Cognita*, 7, p. 158.
- PEUCAT J.J., JEGOUZO P., VIDAL P. and BERNARD-GRIFFITHS J.**, 1988.- Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of Western France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88 : 60-68.
- PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., IBARGUCHI I.G., DALLMEYER R.D., MENOT R.P., CORNICHE J. and IGLESIAS PONCE DE LEONE M.**, Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust : The Cabo Ortegal high-pressure nappe (N-W Spain). En préparation.
- PIDGEON R.T. and AFTALION M.**, 1972.- The geochronological significance of discordant U-Pb ages of oval-shaped zircons from a lewisian gneiss from Harris, outer Hebrides. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 17 : 269-274.
- PIDGEON R.T. and BOWES D.R.**, 1972.- Zircon U-Pb ages of granulites from the Central region of the Lewisian, northern Scotland. *Geol. Mag.*, 109 : 247-258.
- PIN C. and VIELZEUF D.**, 1983.- Granulites and related rocks on Variscan median Europe : a dualistic interpretation. *Tectonophys.*, 93 : 47-74.

- PITON P., 1985.- Etude géochimique et géochronologique de la croûte continentale protérozoïque (1.8 - 2.2) au Nord du Massif armoricain. Rapport de DEA, 51 p.
- POSTAIRE B., 1984.- Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). Bull. Soc. Geol. Min. Bretagne, 15 : 29-72.
- POWER G., 1974.- The geology of Precambrian rocks of La Hague, Manche, France. Ph. D. thesis, 212 p.
- PRIDE C. and MUECKE G.K., 1981.- Rare Earth Element distributions among coexisting granulite facies minerals, Scourian Complex, NW Scotland. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 463-471.
- PULLON-BOBLAYE, 1827.- Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. Mém. Museum, XV : 49-116.
- PUPIN J.P., 1976.- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse d'Etat, Nice, 394 p.
- PUSHKAR P., McBIRNEY A.R. and KUDO A.M., 1972.- The isotopic composition of Strontium in Central America ignimbrites. Bull. Volc., 35 : 265-294.
- RABU D., CHAUVEL J.J. et CHANTRAINE J., 1983 a.- Le domaine interne de la chaîne Cadomienne dans le Massif Armoricain. Etude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en Baie de Saint Briec et dans le pays de Lamballe (Côtes du Nord). Doc. B.R.G.M., 66, 69 p.
- RABU D., CHAUVEL J.J. et CHANTRAINE J., 1983 b.- Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint Briec (Massif Armoricain). Bull. Soc. Géol. Fr., 7 : 615-621.
- ROLLINSON H.R. and WINDLEY B.F., 1980.- Selective elemental depletion during metamorphism of Archaean granulites, Scourie, NW Scotland. Contrib. Mineral. Petrol., 72 : 257-263.

SAUNIER J.F., 1986.- Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (Briovérien) de la Bretagne Centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes du Nord). Doc. B.R.G.M., 109, 119 p.

SCHIOTTE L., BRIDGWATER D., COLLERSON R., NUTMAN A.P. and RYAN A.B., 1986.- Chemical and isotopic effects of late Archaean high-grade metamorphism and granite injection on early Archaean gneisses, Saglek-Hebron, northern Labrador. In The nature of the Lower continental crust. Geol. Soc. Sp. Publ., 24 : 261-273.

SHAW D.M., 1972a.- The origin of the Aspley gneiss, Ontario. Can. J. Earth Sc., 9 : 18-35.

SHAW D.M., 1972b.- Development of the early continental crust. Part 1 - Use of trace element distribution coefficient models for the Protoarchean crust. Can. J. Earth Sc., 9 : 1577-1595.

STACEY J.S. and KRAMERS J.D., 1975.- Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett., 26 : 207-221.

STAHLE H.J., RAITH M., HOERMES S. and DELFS A., 1987.- Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, Southern India. J. Petrol., 28, 5 : 803-834.

STEIGER R.H. and JAGER E., 1977.- Subcommittee on geochronology : convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sc. Lett., 36 : 359-362.

STOSCH H.G., LUGMAIR G.W. and SECK M.A., 1986.- Geochemistry of granulite-facies lower crustal xenoliths : implications for the geological history of the lower continental crust below the Eifel, West Germany. In The Nature of the lower continental crust. Geol. Soc. Sp. Publ., 24 : 309-317.

STOSCH H.G. and LUGMAIR G.W., 1984.- Evolution of the lower continental crust : granulite facies xenoliths from the Eifel, West Germany. Nature, 311 : 368-370.

TARNEY J. and WINDLEY B.F., 1977.- Chemistry thermal gradients and evolution of the lower continental crust. J. Geol. Soc. London, 134 : 153-172.

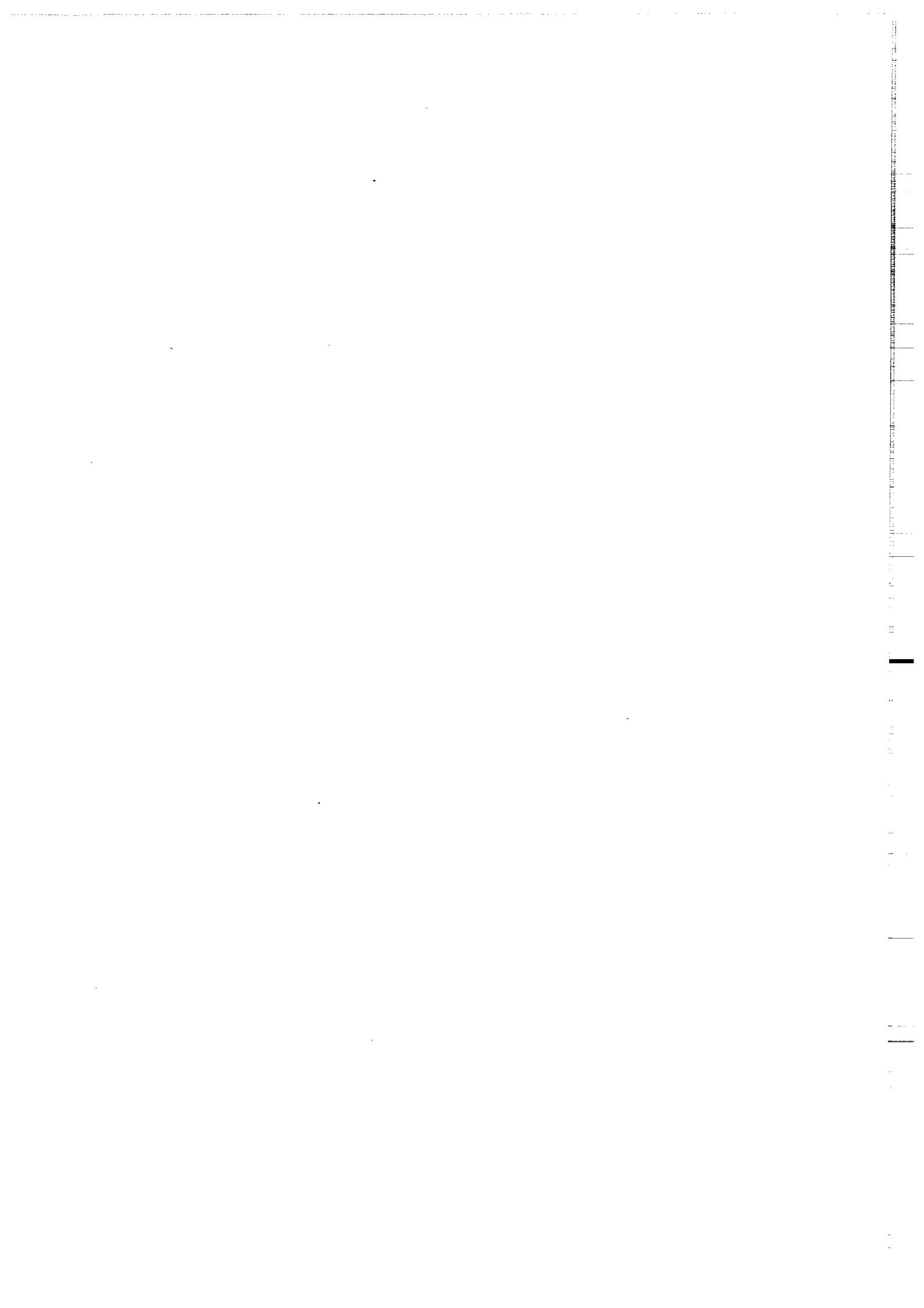
TAYLOR P.N., JONES N.W. and MOORBATH S., 1984.- Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to the magma genesis of Precambrian granitoid rocks. Phil. Trans. R. Soc. London, A 310 : 605-625.

- TAYLOR P.N., MOORBATH S., GOODWIN R. and PETRYKOWSKI A.C., 1980.-** Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archaean continental crust : Pb isotopic evidence from the late Archaean gneisses of West Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44 : 1437-1453.
- TAYLOR S.R., McLENNAN S.M. and McCULLOCH M.T., 1983.-** Geochemistry of Loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47 : 1897-1905.
- TAYLOR S.R. and McLENNAN S.M., 1985.-** The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- TODT W.A. and BUSCH W., 1981.-** U-Pb investigations on zircons from Pre-Variscan gneisses. I. A study from the Schwarzwald, West Germany. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 45 : 1789-1801.
- VAN DER VOO R., 1979.-** Paleozoic assembly of Pangea : a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian, and Hercynian orogenesis, (abstr.). *EOS Trans.*, 60, p. 241.
- VERDIER P., 1968.-** Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (Baie de Lannion : Côtes du Nord - Finistère). Thèse 3^{ème} cycle, Strasbourg, 55 p.
- VIDAL P., 1980.-** L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mem. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 21, 162 p.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHAUVET J.F. et COGNE J., 1972.-** L'âge radiométrique de la diorite de St Quay Portrieux (Côtes du Nord). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 275, sér. D : 1323-1326.
- VIDAL P., AUVRAY B., COGNE J., HAMEURT J. et JEANNETTE D., 1971.-** Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273, sér. D: 132-135.
- VIDAL P., DEUTSCH S., MARTINEAU F. et COGNE J., 1974.-** Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle anté-cadomien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279, sér. D : 631-634.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R. and COGNE J., 1981.-** Precadomian relicts in the armorican massif : their age and rôle in the evolution of the western and central european cadomian - hercynian belt. *Precamb. Res.*, 14 : 1-20.

- VITRAC A.M., ALBAREDE F. and ALLEGRE C.J., 1981.- Lead isotopic composition of Hercynian granitic K feldspars constrains continental genesis. *Nature*, 291 : 460-464.
- WEDEPOHL K.M., DELEVAUX M.H. and DOE B.R., 1978.- The potential source of lead in the Permian kupferschiefer bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65 : 273-281.
- WHITE W.M. and PATCHETT J., 1984.- Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible elements abundances in island arcs : implications for magma origins and crust mantle evolution. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 67 : 167-185.
- WHITEHOUSE M.J. and MOORBATH S., 1986.- Pb-Pb systematics of Lewisian gneisses, implications for crustal differentiation. *Nature*, 319 : 488-489.
- WINDLEY B.F., 1984.- *The evolving continents* second edition. Wiley and Sons, 399 p.
- WRIGHT A.E., 1977.- The evolution of the British Isles in the late precambrian. *Estud. Geol.*, 33 : 303-313.
- WYNS R., CALVEZ J.Y., CHANTRAINE J. et PEUCAT J.J., 1986.- Mise en évidence d'un socle précambrien en Vendée maritime. In : géodynamique du Massif Armoricaïn. R.C.P. 705. *Soc. Géol. Fr.*, 2 p.
- YORK D., 1969.- Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5 : 320-324.

ANNEXE 1

Description
pétrographique des
échantillons granulitiques



DESCRIPTION DES ECHANTILLONS GRANULITQUES

Analyse	Nature	Minéralogie

BANC LE DANOIS		

2000	pyriclasite à hornblende	plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène-quartz opaques-hornblende-graphite-apatite-zircon.
2003	pyriclasite à hornblende	plagioclase-hornblende-orthopyroxène-clinopyro xène-opaques-biotite-graphite
2004	pyriclasite à hornblende	plagioclase-hornblende-orthopyroxène-clinopyro xène-opaques-quartz-biotite-apatite-zircon-(riebec kite secondaire).
2005	charno-enderbite	plagioclase-quartz-feldspath potassique (perthite)- biotite-orthopyroxène-opaques-zircon.
2006	enderbite	plagioclase-quartz-orthopyroxène (?) -clinopyroxène- opaques-apatite-zircon (microcline, myrmékite, quartz, sphène : secondaires).
2007	granulite à grenat sans silicates d'alumine	mesoperthite-quartz-plagioclase-grenat-biotite-zir con-apatite-monazite-opaques.
2008	granulite à grenat sans silicates d'alumine	plagioclase-quartz-grenat-biotite-rutile-graphite-zir con-apatite-opaques-sphene (calcite secondaire).
2142	granulite acide	feldspath potassique (perthite)-quartz-plagioclase- opaques-apatite-zircon (microcline, chlorite : secon daires).
2143	pyriclasite rétromorphosée	plagioclase-hornblende-quartz-biotite-orthopyroxè ne (?) -apatite-zircon-opaques (épidote, chlorite, secondaires).
2144	enderbite rétromorphosée	plagioclase-quartz-biotite-orthopyroxène-opaques- zircon (chlorite, calcite, muscovite, secondaires).
4932	pyriclasite à hornblende	plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène-quartz- hornblende-biotite-opaques-apatite-zircon.

PROMONTOIRE ORTEGAL		

2001	pyriclasite	plagioclase-orthopyroxène-quartz-opaques-clinopyro xène-hornblende-biotite-apatite-zircon.
2002	pyribolite	hornblende-clinopyroxène-orthopyroxène-plagiocla se-opaques-biotite (chlorite, talc, secondaires).

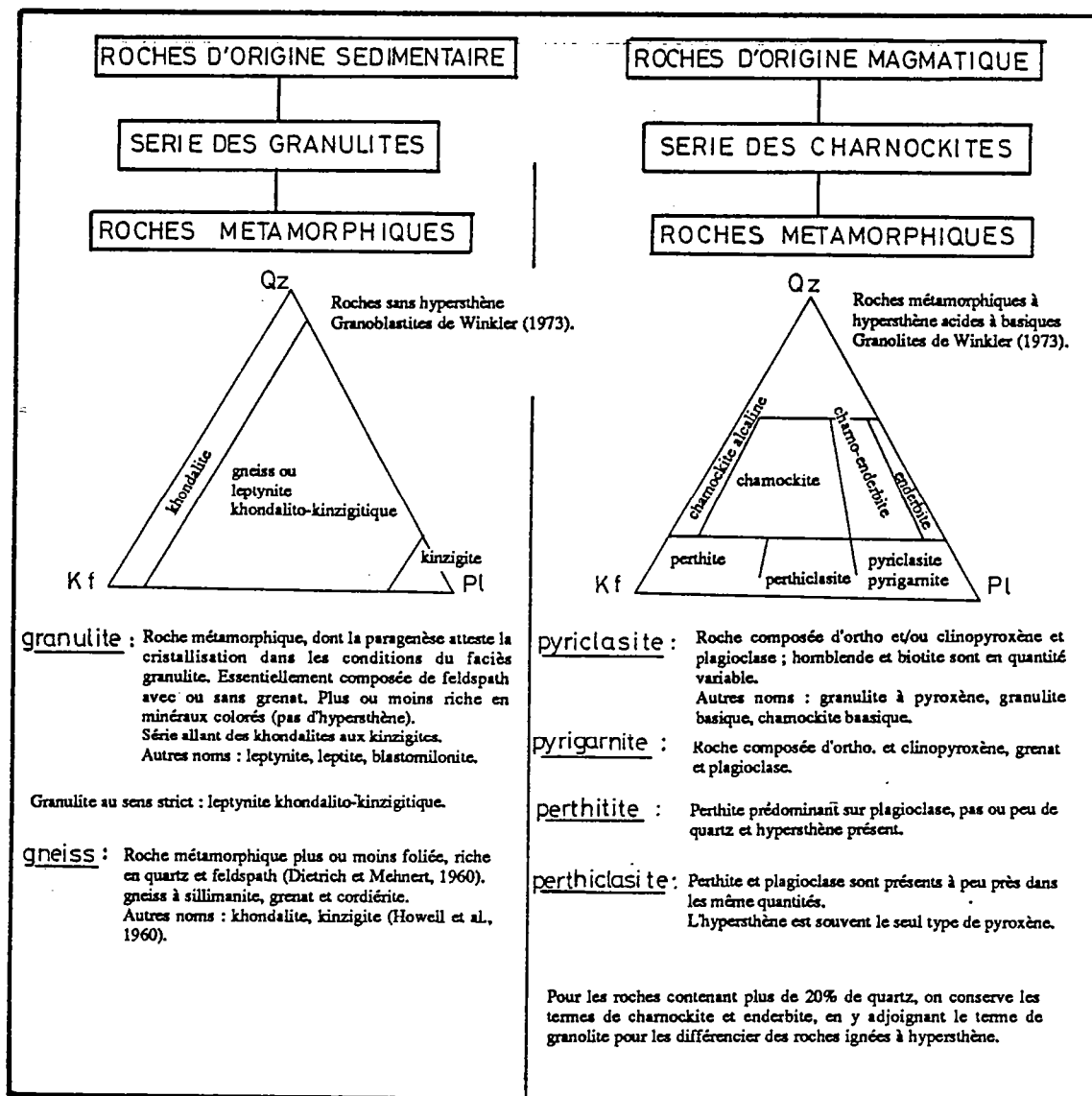
3559	enderbite	plagioclase-quartz-orthopyroxène-feldspath potassique-opaques-hornblende - biotite - apatite - zircon.
3560	granulite à cordiérite	plagioclase-quartz-feldspath potassique-cordiérite-biotite-opaques-apatite-zircon.
3561	enderbite à grenats	plagioclase-quartz-grenat-orthopyroxène-biotite-opaques-hornblende-apatite-zircon.
3562	pyriclasite	plagioclase-quartz-orthopyroxène-opaques-clinopyroxène-zircon-apatite.
9181	amphiclasite	plagioclase-hornblende-orthopyroxène-opaques-quartz-clinopyroxène-biotite-apatite-zircon.
9182	pyriclasite	plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène-quartz-opaques-hornblende-biotite-apatite-zircon (calcite secondaire).
9183	pyriclasite coronitique	plagioclase 1-orthopyroxène-clinopyroxène-opaques-apatite-zircon (plagioclase 2-grenat-hornblende-quartz : association tardive).
9184	pyriclasite à hornblende et grenat	plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène-grenat-hornblende-quartz-feldspath potassique-opaques-apatite-zircon-rutile (riébeckite, talc, chlorite, albite, calcite, fluorine : secondaires).

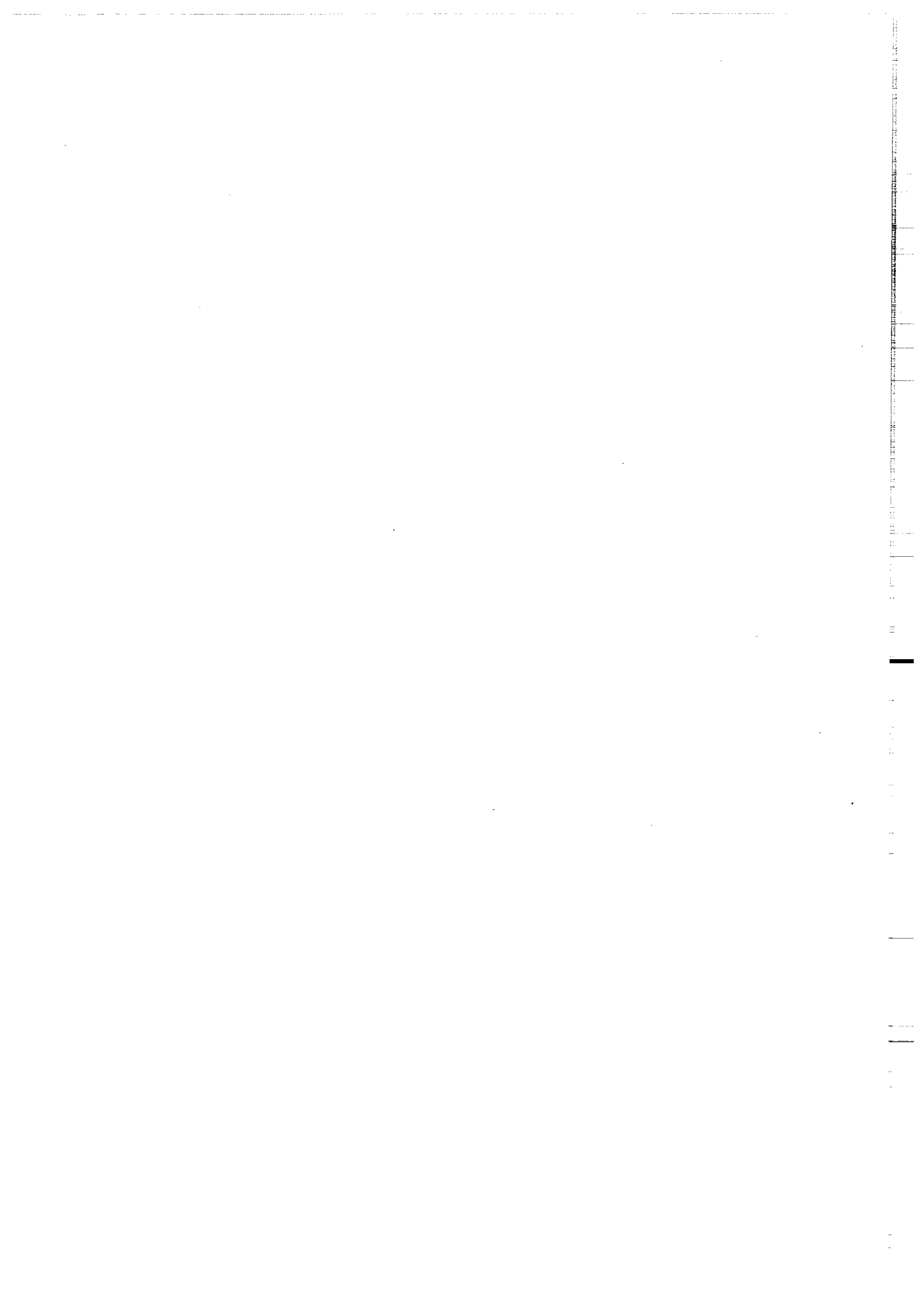
MONTAGNE DE VIGO

2294	pyribolite	clinopyroxène-pargasite-olivine-phlogopite-opaques-spinelle.
------	------------	--

EPERON DE GOBAN

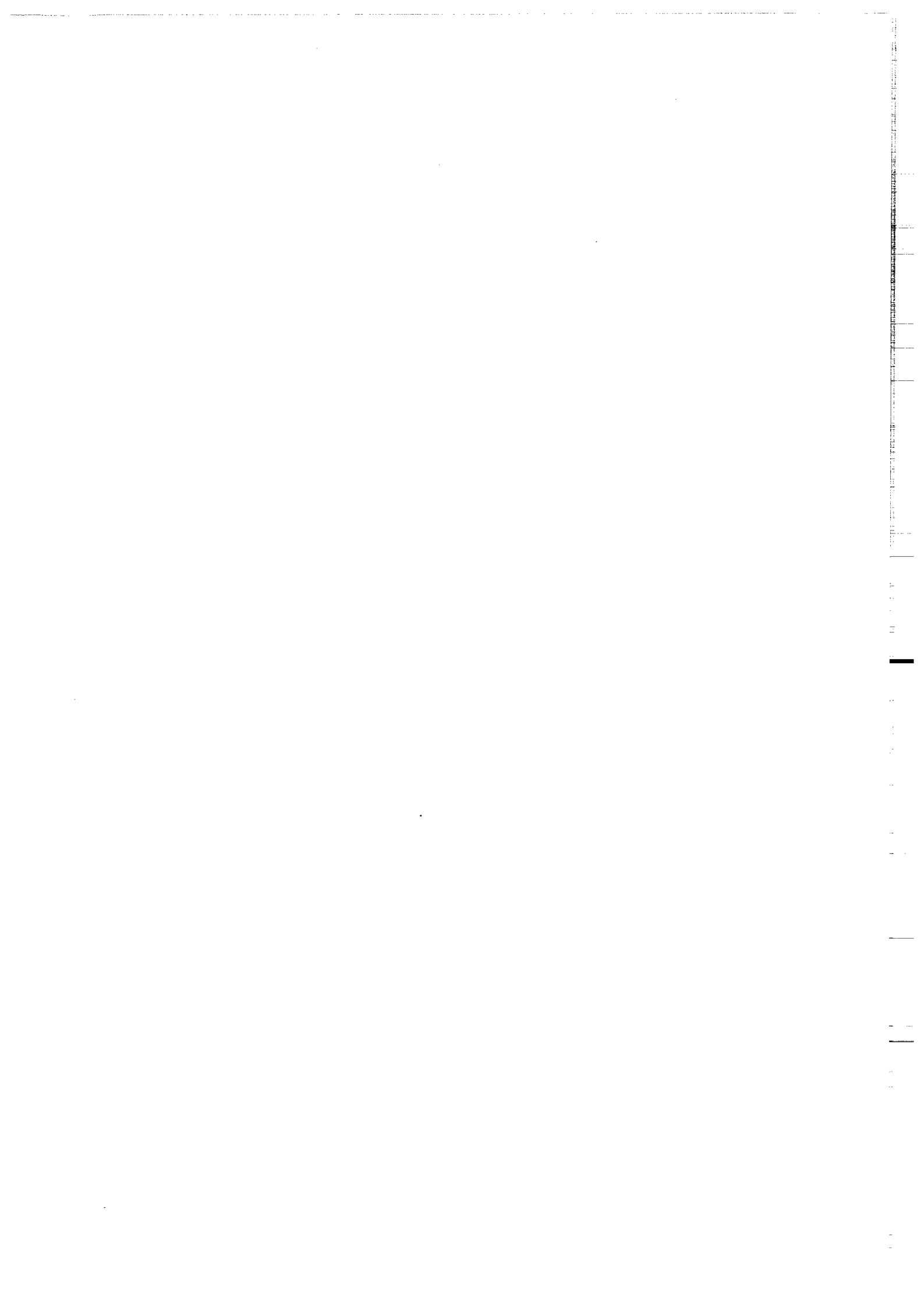
4605	charno-enderbite	quartz-feldspath potassique-plagioclase-biotite-orthopyroxène-grenat-opaques-apatite-zircon (chlorite, muscovite, calcite, secondaires).
4607	charno-enderbite	feldspath potassique-plagioclase-orthopyroxène-biotite-opaques-clinopyroxène-quartz-apatite-zircon.





ANNEXE 2

Méthodes analytiques



PROCEDURES ANALYTIQUES

Les procédures analytiques détaillées sont décrites dans Krogh (1973), Jahn et al. (1980), Chauvel (1982), Gruau (1983), Postaire (1984) et Paquette (1987). Elles seront brièvement rappelées. La technique d'analyse de monozircons est adaptée d'après Kober (1986, 1987).

I - Préparation physique et chimique des échantillons

I-1 - Analyse sur roche totale

Les échantillons sont d'abord fragmentés à la presse hydraulique, les traces d'altération portées par chaque fragment sont ensuite enlevées par sciage. Après un broyage grossier et une homogénéisation par quartage, les graviers sont finement réduits dans un broyeur à billes en carbure de tungstène (éléments majeurs) ou à billes en agate (éléments traces). La quantité de poudre qui sera attaquée chimiquement varie de 200mg à 1g. L'attaque se fait dans des béciers clos en teflon par un mélange HF-HNO₃ pendant une journée. Après évaporation, le résidu est repris en HClO₄-HF pendant une nuit. Le résidu de cette seconde attaque est repris en HCl 6N. Dans le cas où il reste des minéraux réfractaires (grenat, zircon..) ceux-ci sont séparés par centrifugation et placés dans des bombes teflon identiques à celles utilisées pour la dissolution des zircons (Krogh, 1973) et attaqués par un mélange HF-HNO₃. La réaction s'effectue en milieu clos et sous pression, la bombe teflon étant placée dans une jacquette acier, elle-même placée dans une étuve à 180°C. Le résidu est ensuite repris en HCl et stocké avec le reste de la solution dans un container. C'est à partir de cette solution unique que seront analysés le Sr, le Rb, et les terres rares.

I-2 - Séparation des minéraux

La procédure physique de séparation des zircons est présentée dans le Tableau A. Pour les granulites, la séparation s'est faite à partir de la poudre totale (sans passage à la table à secousses), la quantité d'échantillon étant trop faible. Cette même méthode a été utilisée pour la séparation des grenats, des pyroxènes, des plagioclases et des ilménites.

II - Séparation chimique

II-1 - Teneurs en Rb, Sr, REE et constitution isotopique du Sr

Ces éléments sont séparés par la méthode de dilution isotopique. A une quantité mesurée d'échantillon, on ajoute une quantité connue de traceur (spike) pour chaque élément. Les éléments sont séparés sur colonne échangeuse d'ions à résine cationique Biorad AG50-X8, 200-400 mesh, et recueillis

dans différentes fractions prédéterminées par un profil d'élution. Les blancs totaux pour le Sr sont de l'ordre de 2ng ou inférieurs.

II-2 - Constitution isotopique du Nd

On travaille sur un échantillon non spiké. Au cours de ce travail, deux méthodes de séparation chimique ont été utilisées. La première méthode est détaillée dans Chauvel (1982). Après utilisation d'une première colonne identique à celle utilisée pour le Sr, l'échantillon passe sur une deuxième colonne contenant la même résine mais conditionnée à pH = 4,43. L'élution se fait avec de l'acide 2-méthyllactique (HIBA) 0,2 M et pH = 4,43. Une troisième colonne (clean-up) sert à éliminer de possibles traces d'HIBA. Par cette méthode, le Sm tombant avant le Nd, il est fréquent de devoir appliquer une correction si la séparation est imparfaite (isotope ^{144}Sm s'ajoute à l'isotope ^{144}Nd). De plus l'HIBA n'est pas un réactif "propre".

C'est pourquoi une autre méthode est dorénavant appliquée : la Reverse Chromatography, décrite dans White and Patchett (1984). La première colonne est toujours la même. La deuxième colonne est remplie de poudre de teflon traitée au DEHP (Di 2-Ethyl Hexyl Phosphate) et conditionnée en HCl 0,17 N. L'élution se fait avec ce même acide. Cette méthode "propre" a pour avantage de faire tomber le Nd avant le Sm, on évite ainsi toute correction de contribution. Les blancs totaux en Nd se situent entre 800 et 500 pg.

II-3 - Pb commun

L'analyse se fait à partir d'une attaque de poudre individuelle. La méthode complexe de séparation chimique est donnée dans Postaire (1984). Les blancs sont inférieurs à 2ng.

II-4 - U-Pb sur zircons

L'attaque se fait par un mélange HF-HNO₃ très propre (acides distillés plusieurs fois par subboiling) dans une bombe teflon placée dans une jacquette acier, le tout porté à 180°C dans une étuve. La dissolution peut mettre de quelques jours à plusieurs semaines pour être totale. Une description de la méthode de séparation chimique se trouve dans Paquette (1987). Les blancs sont inférieurs à 1ng et souvent inférieur à 0,5ng.

III - Spectrométrie de masse

III-1 - Rb-Sr

Les mesures sont effectuées sur un spectromètre de masse THN 206 SA CAMECA (60° - 30cm)(Agecanonix). L'émission se fait en monofilament de Ta oxydé. Le fractionnement est corrigé en

normalisant le rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ à la valeur de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Les constantes utilisées sont celles conseillées par Steiger and Jäger (1977) :

$$\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

$$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$$

$$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$$

Les erreurs sur les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont respectivement de 2% et 0,05%.

III-2 - Les Terres Rares

Le spectromètre de masse utilisé est un TSN 206 SA CAMECA (60° - 30cm) (Idéfix). L'émission se fait en double filaments, un latéral en Ta portant l'échantillon et un central en Re pour l'ionisation. Le La est émis sous forme oxyde, les autres éléments sous forme métal. Des corrections de contribution sont effectuées pour le La (contribution du Ce), le Ce (contribution du Nd), et le Lu (contribution de l'Yb).

III-3 - Constitution isotopique du Nd

L'analyse s'obtient sur Idéfix. L'émission s'effectue sur triple filaments, deux latéraux en Ta porteurs de l'échantillon et un central en Re pour l'ionisation. Le fractionnement de masse dû à l'appareillage est corrigé en normalisant le rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ à la valeur de 0,7219. La constante de désintégration est : $\lambda^{147}\text{Sm} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$. L'erreur sur le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est de 0,2%. Les paramètres de calcul d'âges modèles sont :

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967$$

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,51264$$

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,2137$$

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,51315 (\epsilon_{\text{Nd}}(0) = + 10)$$

III-4 - U-Pb sur zircons et Pb commun

Ces deux méthodes sont décrites dans Paquette (1987) pour les zircons et dans Postaire (1984) pour le Pb commun. Une correction de fractionnement de 0,1% par unité de masse est appliquée. Les constantes utilisées sont celles préconisées par Steiger and Jäger (1977) :

$$\lambda^{235}\text{U} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$$

En U-Pb, le plomb commun de correction utilisé à les valeurs suivantes :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,0$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,5$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,0$$

Les erreurs analytiques sont de 2% pour les rapports U/Pb et de 0,2% pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

IV - Valeurs obtenues sur les étalons

Les mesures considérées s'échelonnent de 1985 à 1988.

IV-1 - Le Nd

Sur 40 mesures effectuées sur le sel La Jolla, la moyenne obtenue est $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511879 \pm 38 (2\sigma)$ (valeur certifiée : 0,511858).

IV-2 - Le Sr

23 mesures du sel NBS 987 donnent la moyenne suivante : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71037 \pm 5 (2\sigma)$.

IV-3 - Le Pb

IV-3-1 - Standard NBS 981

- 11 analyses sur multiplicateur d'électrons

	Moyenne obtenue $\pm 2\sigma$	Valeur certifiée
$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,05913 \pm 10	0,059042
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,9140 \pm 20	0,91464
$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2,1640 \pm 99	2,1681

IV-3-2 - Standard NBS 982

- 10 mesures sur multiplicateur d'électrons

	Moyenne obtenue $\pm 2\sigma$	Valeur certifiée
$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,02725 \pm 18	0,027219
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,4665 \pm 12	0,46707
$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,9980 \pm 36	1,00016

- 3 mesures sur cage de Faraday

$$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,02721 \pm 28$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,4670 \pm 3$$

$$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,9998 \pm 14$$

IV-3-3 - Standard NBS 983

$$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,000367$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,07085$$

$$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,01264$$

En plomb commun, une correction de fractionnement de 0,1% par unité de masse est appliquée.

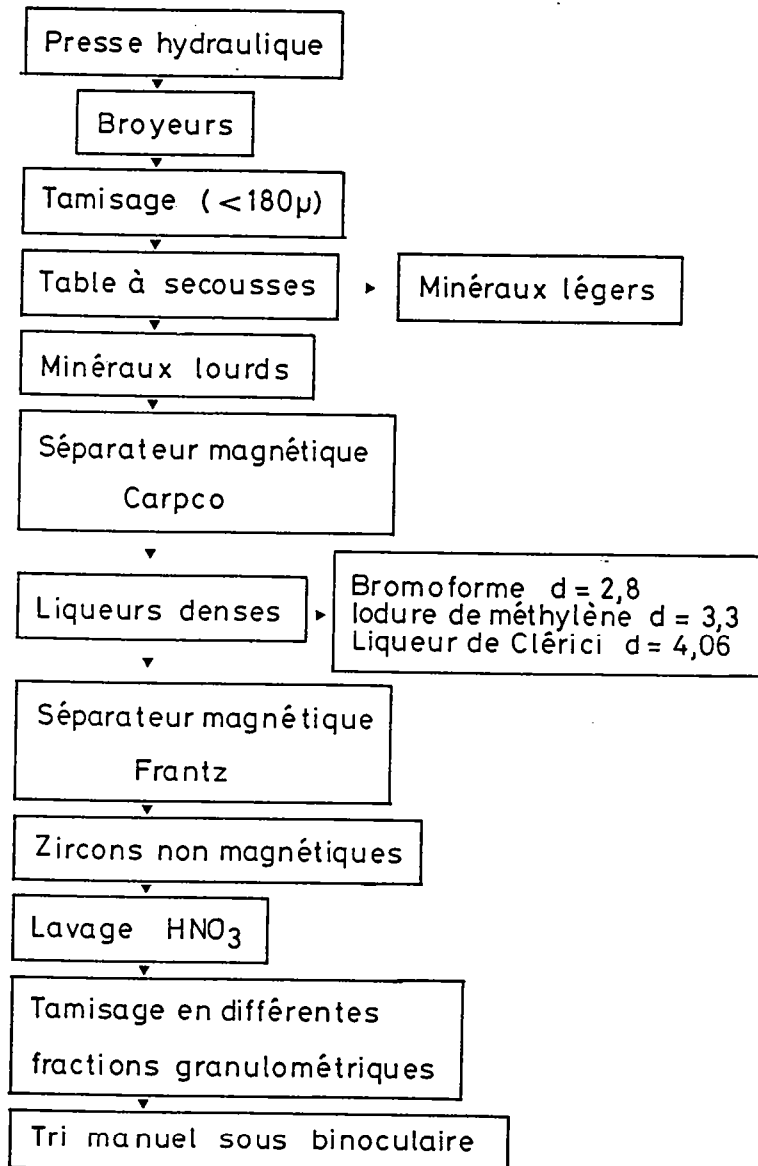


Tableau A : Séparation physique des zircons

**LEGENDES DES PHOTOGRAPHIES
ZIRCONS DES GRANULITES DU GOLFE DE GASCOGNE**

- Photo 1 : Echantillon 2007, microscope optique (x 390)**
Photo 2 : Echantillon 2007, microscope optique (x 240)
Photo 3 : Echantillon 2007, MEB (x 255)
Photo 4 : Echantillon 2007, MEB (x 178,5)
Photo 5 : Echantillon 2007, MEB (x 382,5)
Photo 6 : Echantillon 2008, microscope optique (x 385)
Photo 7 : Echantillon 2008, microscope optique (x 390)
Photo 8 : Echantillon 2008, microscope optique (x 190)
Photo 9 : Echantillon 2008, MEB (x 76,5)
Photo 10 : Echantillon 2008, MEB (x 255)
Photo 11 : Echantillon 9183, MEB (x 178,5)
Photo 12 : Echantillon 9183, MEB (x 255)
Photo 13 : Echantillon 3560, MEB (x 102)
Photo 14 : Echantillon 9184, MEB (x 382,5)
Photo 15 : Echantillon 9184, MEB (x 102)
Photo 16 : Echantillon 9184 , MEB (x 178,5)



1



2



3



4



5



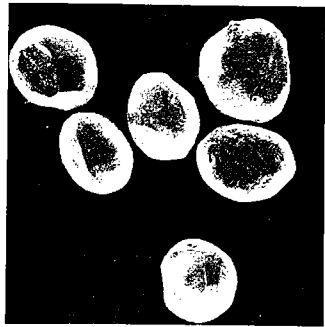
6



7



8



9



10



11



12



13



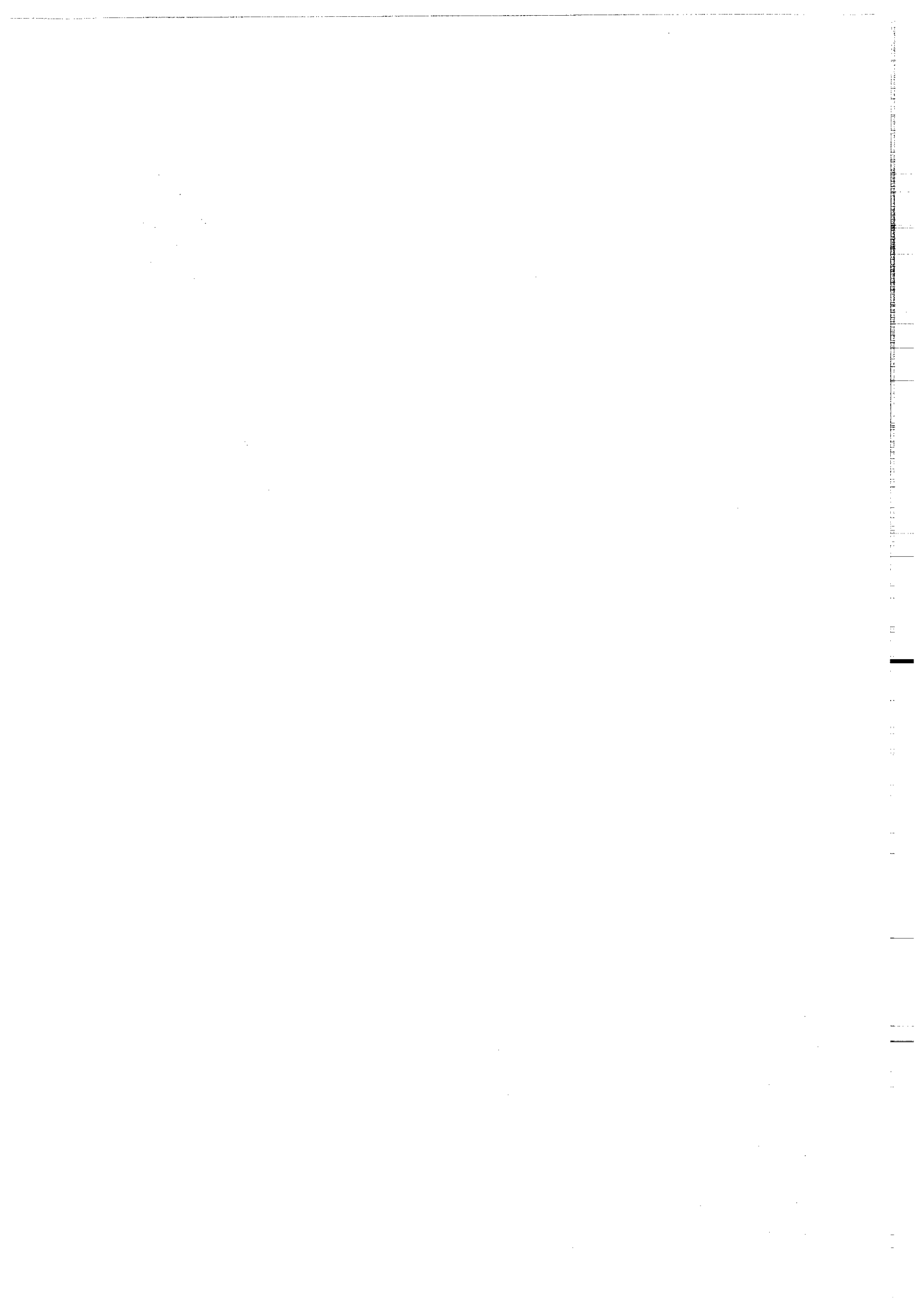
14



15



16



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). EPUISE
- 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). EPUISE
- 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).
EPUISE
- 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).
EPUISE
- 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 tabl., 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.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATTIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

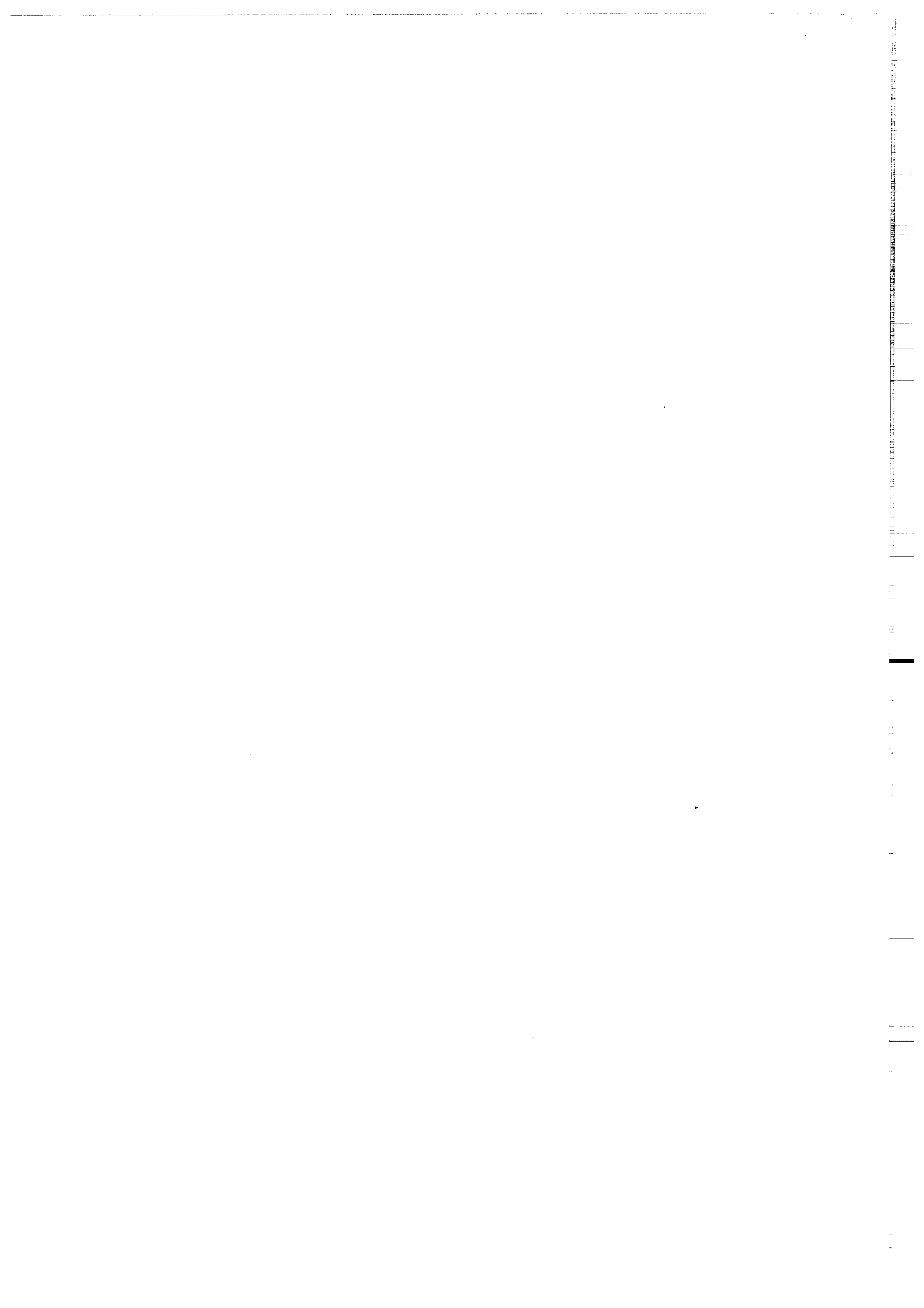
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
 Mémoires et documents du CAESS
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
 ORGANISME
 ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.				
			Total	
			Frais d'envoi	
			Montant total	

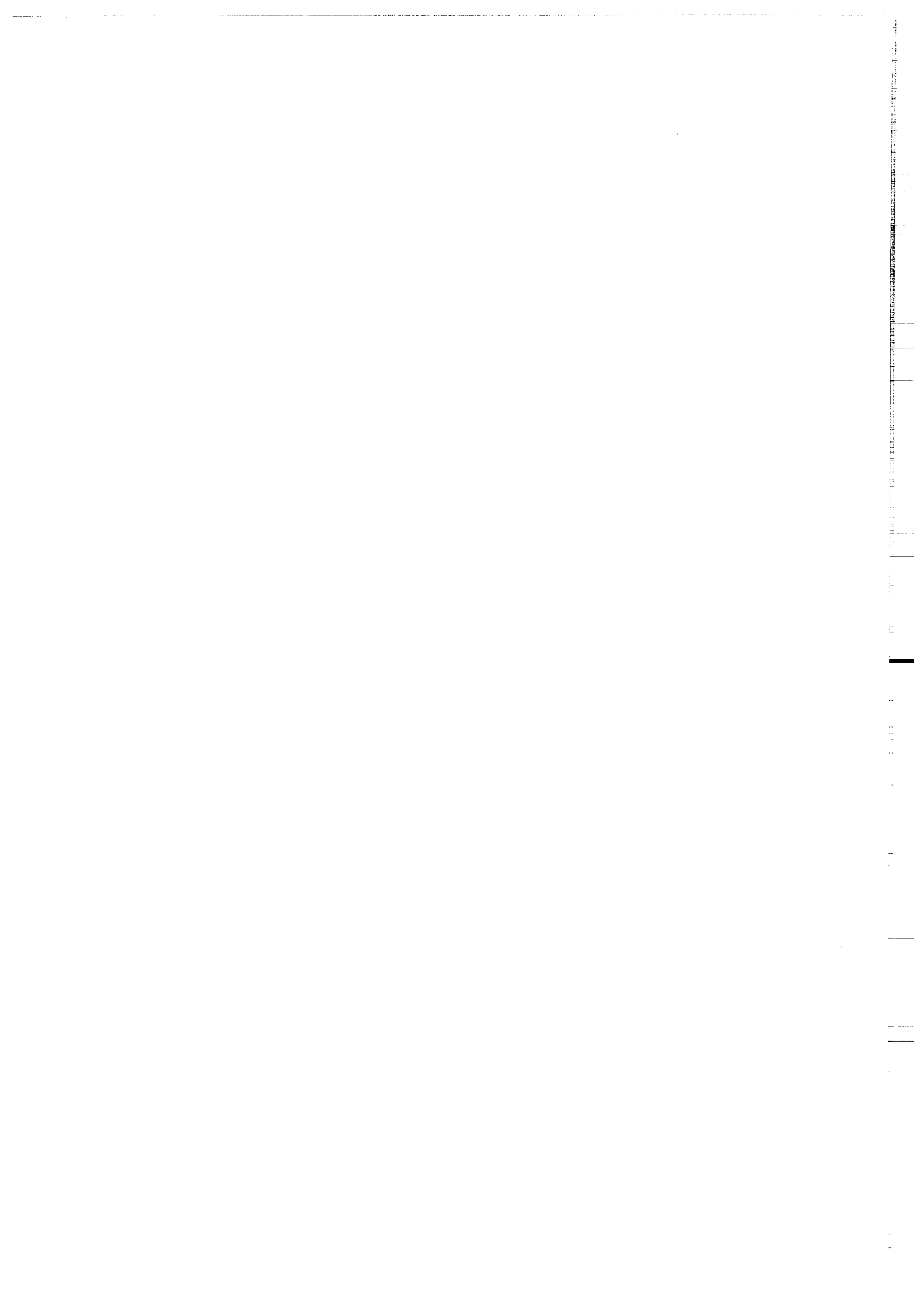
Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au CAESS

Dépot Légal

2ème trimestre 1989



RESUME :

La reconnaissance et l'étude géochronologique et isotopique des terrains anté-paléozoïques inclus dans la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest s'avèrent indispensables si l'on veut connaître leur influence dans la genèse des magmas en zones orogéniques et donc sur la croissance crustale. Pour ce faire, deux objets géologiques ont été étudiés : les granulites immergées du Golfe de Gascogne, et les roches cadomiennes du nord du massif armoricain.

La séquence géochronologique obtenue (2,7 - 2,0 - 0,6 Ga) correspond à celle observée dans le craton Ouest-Africain. Un rapprochement entre cette partie de l'Europe et l'Afrique est donc possible pour les temps précambriens, rapprochement conforté par les données paléomagnétiques.

L'étude des granulites immergées du Golfe de Gascogne a montré pour la première fois la présence dans la chaîne hercynienne de protolithes archéens, mais également de deux métamorphismes anciens de haut-grade (2,76 et 1,8 Ga). La géochimie isotopique (Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb) si elle n'a pas apporté de contraintes chronologiques, témoigne de l'influence des roches archéennes dans la genèse des magmas protérozoïque inférieur.

L'orogène cadomien s'étalant sur 150 Ma (670 à 530 Ma), est engendré par une subduction sous une marge active pouvant avoir commencé dès 660 Ma. Cette subduction entraîne l'ouverture d'un bassin arrière-arc à 600 Ma dont la fermeture et l'obduction vers le sud à 580 Ma entraînent un surépaississement qui favorise une période de fusion crustale datée à 540 Ma. L'événement tectonique majeur à 580 Ma est synchrone d'un changement dans la sédimentation briovérienne et permet d'établir une coupure entre un briovérien inférieur (660-580 Ma) et un briovérien supérieur (580-540 Ma).

Enfin l'étude géochimique des granitoïdes cadomiens montre qu'ils ne sont pas entièrement juvéniles, mais suggère un certain degré de contamination par du matériel ancien. Une modélisation utilisant les caractères géochimiques des granulites du Golfe de Gascogne met en accord les deux systèmes isotopiques (Sr et Nd) étudiés, pour des taux de contamination raisonnables (5 à 30%). Bien que peu importante, cette contamination, ainsi que tous les âges anciens indiqués par les zircons, prouvent le recyclage généralisé de cette croûte ancienne à l'échelle européenne. Les affleurements actuellement recensés ne sont donc pas significatifs de son extension originelle.

Mots-Clés : Géochimie isotopique, Géochronologie U-Pb sur zircons, Archéen, Protérozoïque, faciès granulite, croissance crustale, contamination, chaîne hercynienne ouest-européenne, orogène cadomien.