



HAL
open science

**COMPORTEMENT DES SYSTEMES URANIUM
PLOMfB ET RUBIDIUM-STRONTIUM DANS LES
ORTHOGNEISS D'ICART ET DE MOELAN (Massif
Armoricain)**

Jean-Yves Calvez

► **To cite this version:**

Jean-Yves Calvez. COMPORTEMENT DES SYSTEMES URANIUM PLOMfB ET RUBIDIUM-STRONTIUM DANS LES ORTHOGNEISS D'ICART ET DE MOELAN (Massif Armoricain). Géochimie. Université de Rennes, 1976. Français. NNT: . tel-01576481

HAL Id: tel-01576481

<https://insu.hal.science/tel-01576481>

Submitted on 23 Aug 2017

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.

14 FEV. 1977

D



29 03 79

COMPORTEMENT DES SYSTÈMES URANIUM-PLOMB
ET RUBIDIUM-STRONTIUM
DANS LES ORTHOGNEISS D'ICART ET DE MOELAN

(MASSIF ARMORICAIN)

Jean-Yves CALVEZ

RENNES 1976

14 FEV. 1977



Série : C
N° d'Ordre : 399
N° de Série : 134

14 FEV. 1977



THESE
présentée



Devant l'Université de Rennes
U. E. R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir

le titre de Docteur en Troisième cycle
Spécialité : Géologie

par

Jean Yves CALVEZ

Sujet de la thèse :

COMPORTEMENT DES SYSTEMES URANIUM PLOMB ET RUBIDIUM-STRONTIUM
DANS LES ORTHOGNEISS D'ICART ET DE MOELAN
(Massif Armoricain)

Soutenue le 17 mars 1975 devant la Commission d'Examen

M. J. COGNÉ	Président
M. B.M. JAHN	Maître de Conférences associé
M. J. LANCELOT,	Physicien adjoint à l'I.P.G., Paris VI
M. Ph. VIDAL	Attaché de Recherche CNRS

1950
1951
1952
1953
1954
1955
1956
1957
1958
1959
1960

SOMMAIRE

INTRODUCTION	p. I
Première partie : LA METHODE DE DATATION URANIUM-PLOMB MODELES ET INTERPRETATION	
I Introduction	1
II La Radioactivité de l'uranium. Son utilisation en datation	1
II.1 Rappels	1
II.2 La radioactivité de l'uranium	2
III Le diagramme Concordia et les modèles uranium-plomb	3
III.1 Introduction	3
III.2 La diffusion. Principes.	4
III.3 Les modèles uranium-plomb	6
IV Conclusions	16
Deuxième partie : LA METHODE DE DATATION URANIUM-PLOMB. PROCEDURE ANALYTIQUE.	
I Introduction	19
II Procédure analytique	19
III Procédures utilisées contre la contamination.	26
IV Reproductibilité des mesures	28
V Principe des calculs	28
VI Précision des mesures	29
Troisième partie : ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE PAR LA METHODE URANIUM-PLOMB DES GNEISS D'ICART (Ile de Guernesey).	
I Introduction	31
II Cadre géologique	32
II.1 Le complexe métamorphique du Sud	32
II.2 Le complexe du Nord	33
III Etudes géochronologiques antérieures	34
IV Description de l'échantillon	35
V Description des zircons	36
VI Résultats analytiques U-Pb	37
VII Discussion des résultats U-Pb	38
VIII Comparaison entre les résultats U-Pb et Rb-Sr	40
IX Conclusions	41

Quatrième partie : ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE PAR LA METHODE URANIUM-PLOMB
DU GRANITE DE MOELAN (Sud du Massif armoricain)

I	Introduction	43
II	Données géologiques	45
II.1	Le granite de Moëlan s.str.	47
II.2	Les orthogneiss de Moëlan	49
II.3	La granodiorite de Port-Manech	51
II.4	Présentation de l'étude géochronologique	52
III	L'étude rubidium-strontium	53
III.1	Les résultats obtenus par Ph. VIDAL (1972)	53
III.2	Discussion des résultats rubidium-strontium	55
IV	L'étude uranium-plomb	61
IV.1	Introduction	61
IV.2	Description des échantillons	62
IV.3	Description des zircons	63
IV.4	Résultats analytiques	64
IV.5	Interprétation des résultats	64
IV.6	Conclusions	65
V	Etude géochronologique de la granodiorite de Port-Manech	66
V.1	Introduction	66
V.2	Etude rubidium-strontium	66
V.3	Etude uranium-plomb	67
VI	Conclusions et discussion	70
	CONCLUSIONS GENERALES	73
	Bibliographie	

- REMERCIEMENTS -

Il m'est agréable d'exprimer mes remerciements à tous ceux qui m'ont rendu possible la réalisation de ce travail, accompli au sein du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles:

Monsieur le Professeur J. COGNE, qui a bien voulu me confier l'étude géologique du Massif de Moëlan. Malgré l'intérêt géologique régional que pouvait représenter une telle étude, c'est avec bienveillance et compréhension qu'il a accepté que je m'écarte, momentanément, de cette étude par les méthodes classiques de la géologie, pour m'initier et me consacrer à la géochronologie, et je l'en remercie.

Monsieur Ph. VIDAL, qui par son enthousiasme a su m'attirer à la géochronologie, à laquelle il m'a initié. Sa patience, sa confiance et ses conseils précieux, m'ont permis de mettre au point au laboratoire la méthode uranium-plomb. Les discussions que nous avons eues, ainsi que les suggestions et les critiques qu'il m'a apportées, m'ont beaucoup aidé dans la rédaction de ce mémoire.

Monsieur J.R. LANCELOT, qui a bien voulu relire et critiquer mon manuscrit, et a accepté d'être parmi les membres du jury.

Monsieur le Professeur B.M. JAHN qui a également accepté de juger mon travail.

Je voudrais associer très étroitement à ce mémoire, tous les membres du laboratoire de géochronologie de Rennes. M.M. R. CHARLOT pour le traitement des données, J. CORNICHE pour la chimie et J. MACE pour la spectrométrie de masse, m'ont fait bénéficier de leur expérience et de leur compétence. M.M. J.J. PEUCAT et Ph. VIDAL se sont chargés, après mon départ, de la réalisation matérielle de ce mémoire. Que tous pour l'aide et l'intérêt qu'ils ont portés à ce travail reçoivent ici le témoignage de ma gratitude.

Je remercie Monsieur D. HERMITTE à qui je dois l'examen et l'étude typologique des zircons ainsi que leurs photographies.

Que soient également remerciés M.M. AUDREN, CAPDEVILA, IGLESIAS et LE METOUR, qui m'ont accompagné sur le terrain, ainsi que Monsieur B. AUVRAY pour les conseils qu'il m'a prodigués dans l'examen des lames minces.

La réalisation matérielle de ce mémoire a pu être réalisée grâce à l'aide de Mademoiselle ASSICOT pour la dactylographie, et de M.M. LAUTRAM pour les dessins, LHUISSIER pour les photographies, BRIOT pour les tirages, et MOREAU pour les lames minces. Que tous trouvent ici mes chaleureux remerciements.

Enfin, je remercie Monsieur le Professeur H. LIPPOLT, qui au terme de ce travail, a bien voulu me recevoir dans son laboratoire, ainsi que tous les amis du laboratoire de géochronologie d'Heidelberg, pour leur aide précieuse durant la phase finale de cette étude.

INTRODUCTION

Les méthodes classiques de la géologie structurale ont pour but de reconstituer l'histoire de la croûte continentale, et pour un domaine donné, d'établir d'une part, une chronologie des différents orogènes que l'on y observe et d'autre part, de caractériser les événements magmatiques, métamorphiques et structuraux, liés au développement de chaque orogène.

Cependant, la superposition des différents événements orogéniques successifs peut compliquer l'établissement d'un schéma évolutif de ces orogènes, et ainsi rendre problématiques les corrélations entre domaines appartenant à une même chaîne.

L'un des buts de la géochronologie est d'établir des repères chronologiques absolus à l'intérieur d'un même domaine, afin de relier les différents événements liés à l'évolution orogénique.

Dans les domaines polyorogéniques les méthodes de datation les plus couramment utilisées sont les méthodes rubidium-strontium et uranium-plomb. Le comportement de chacun de ces systèmes, à l'intérieur d'une roche ou d'un minéral, n'est cependant pas simple ni unique, mais dépend étroitement des conditions thermodynamiques auxquelles cette roche ou ce minéral ont été soumis après leur formation. Ainsi le comportement différentiel entre les systèmes rubidium-strontium des roches totales et les minéraux durant le métamorphisme régional a été mis en évidence par de nombreux auteurs (CLIFF, 1971 ; VIDAL, 1972 ; HAMET et ALLEGRE, 1972 ; etc...). HART et al. (1968) ont également montré les différences de comportement des systèmes radiochronologiques sous l'influence du métamorphisme de contact.

L'utilisation de la droite isochrone (NICOLAYSEN, 1961) pour la méthode rubidium-strontium et de la courbe Concordia (WETHERILL, 1956) pour la méthode uranium-plomb, permet de comprendre le comportement de ces systèmes et ainsi d'interpréter et de discuter les résultats analytiques, obtenus dans des situations géologiques variées.

De ce fait, l'utilisation simultanée des deux méthodes présente un grand intérêt, car elle permet la comparaison d'une part des âges obtenus et d'autre part du comportement des deux systèmes.

Si la plupart des études simultanées par ces deux méthodes ont mis en évidence de bonnes concordances d'âge (HILLS et al. 1968 ; HART et DAVIS, 1969 ; NAYLOR et al. 1970), il existe cependant, des exemples où les âges obtenus sont discordants. C'est le cas, par exemple, de quelques granites alcalins, dont l'âge U-Pb indique l'âge de la mise en place et l'âge Rb-Sr, celui d'une homogénéisation isotopique complète à l'échelle des roches totales, lors d'un événement ultérieur (Z ARTMAN et MARVIN, 1971 ; DELHAL et al. 1971 ; PIDGEON et JOHNSON, 1975). C'est également le cas d'une charnockite de la formation d'In Ouzzal (Ahaggar), dont la différence d'âge obtenue entre la méthode rubidium-strontium (3300 M.A. : ALLEGRE et CABY, 1972) et la méthode uranium-plomb (2100 M.A. environ : ALLEGRE et al. 1972 ; LANCELOT et al. 1973) est interprétée par l'influence d'un métamorphisme ayant affecté le système U-Pb des zircons, mais n'ayant pas homogénéisé isotopiquement le strontium à l'échelle des roches totales.

Pour notre part, nous avons cherché dans ce mémoire, à étudier le comportement des systèmes uranium-plomb de deux complexes granitiques situés dans le Massif Armoricain, déjà étudiés par la méthode rubidium-strontium, mais dont les systèmes Rb-Sr des roches totales ont pu être perturbés sous l'influence de métamorphismes ultérieurs à leur formation.

Dans un premier cas, nous avons appliqué la méthode uranium-plomb à l'étude des zircons des gneiss d'Icart (Ile de Guernesey).

Les résultats obtenus par la méthode rubidium-strontium, avaient conduit ADAMS (1967) à distinguer deux isochrones à partir des roches totales de ce massif précambrien ; ces deux isochrones sont interprétées comme représentant, l'une l'âge de formation (2620 M.A.) l'autre, l'âge d'un métamorphisme ultérieur (1960 M.A.). Cependant, la dispersion des points expérimentaux semblait refléter l'influence d'une perturbation isotopique des systèmes rubidium-strontium des roches totales ; afin de tester ces résultats nous avons entrepris l'étude U-Pb des zircons de ce massif gneissique.

La seconde étude uranium-plomb a porté sur les zircons du granite de Moëlan (Sud du Massif Armoricain).

Un âge ordovicien a été obtenu sur ce granite par la méthode rubidium-strontium (VIDAL, 1972) ; cependant, cet âge ne correspond pas au schéma proposé antérieurement : J. COGNÉ (1960) avait en effet attribué la formation de ce granite, qui semble constituer un prolongement occidental de l'axe de Lanvaux, à un processus métasomatique durant l'orogène cadomien ; de plus, cet événement magmatique ne peut être relié à aucun événement tectonique connu, d'âge ordovicien, dans le Massif Armoricain. Faut-il dès lors imaginer que nous nous trouvions dans un cas de réhomogénéisation complète du strontium, comme cela a été signalé par quelques auteurs dans des granites alcalins ? Dans le but d'examiner l'éventualité d'un tel processus, nous avons étudié les zircons de ce granite par la méthode uranium-plomb.

Les résultats analytiques que nous présentons dans ce mémoire ne constituent cependant que la seconde étape de notre travail, dont la première phase a été consacrée à la mise au point technique de la méthode d'analyse uranium-plomb des zircons.

La méthode uranium-plomb nécessite, comme les autres méthodes de datation, l'analyse d'échantillons de même âge et de même origine. Or, les études récentes et en particulier celles de LANCELOT et al. (1973) ont montré qu'une population de zircons pouvait ne pas être homogène, mais au contraire être constituée de plusieurs populations d'âge et d'histoire géologique différents.

Les études uranium-plomb nécessitent donc de séparer les zircons en différentes populations, et par conséquent, de pouvoir analyser de très faibles quantités de matière ; ceci est rendu possible grâce à la dissolution hydrothermale des zircons en bombes et à la séparation de l'uranium et du plomb sur colonne de résine échangeuse d'ions (KROGH, 1973), ainsi qu'à l'utilisation de réactifs de grande pureté (MATPINSON, 1971). Ces techniques, que nous avons adaptées au laboratoire, permettent en effet, en évitant au maximum les contaminations en plomb (atmosphère, réactifs), d'analyser de faibles quantités de matière.

C'est l'ensemble des méthodes et de ces résultats qui font l'objet de ce mémoire.

PREMIERE PARTIE

LA METHODE DE DATATION URANIUM-PLOMB

MODELES ET INTERPRETATION

I- INTRODUCTION

La géochronologie possède en l'uranium, un élément capable de lui fournir deux chronomètres. En effet, deux processus de désintégration radioactive à partir des isotopes 238 et 235 de l'uranium aboutissent à deux isotopes stables du plomb, le plomb 206 et le plomb 207, respectivement. L'utilisation simultanée des chronomètres $^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$, qui peuvent donner des âges différents (âges "discordants"), permet cependant de remonter à l'âge "vrai" du minéral, même dans des cas où les systèmes rubidium-strontium et potassium-argon ont été perturbés.

II- LA RADIOACTIVITE DE L'URANIUM. SON UTILISATION EN DATATION

II.1 RAPPELS

Etant donné un nombre d'atomes radioactifs P à l'instant t_0 , le nombre d'atomes dP désintégrés pendant le temps dt est :

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

où λ est la constante de désintégration de l'élément radioactif considéré (élément-père).

. En intégrant (1), on obtient :

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

où P_0 est le nombre d'atomes de l'élément-père à l'instant $t = 0$.

. Si F est le nombre d'atomes formés par désintégration (élément-fils), on peut écrire :

$$F = P_0 - P$$

La relation (2) devient :

$$F = P (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

d'où l'on peut tirer l'âge t .

Cet âge représente l'âge de formation du système, à condition que celui-ci soit resté clos, c'est-à-dire qu'il n'y a eu ni gain ni perte d'élément-père et (ou) d'élément-fils.

. Un élément radioactif est caractérisé par sa période T qui est l'intervalle de temps nécessaire à la transformation de la moitié des atomes-pères :

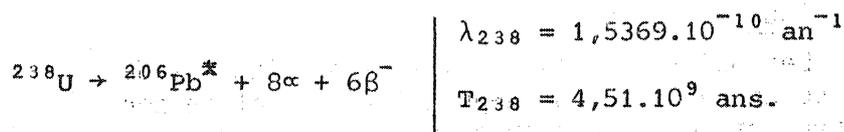
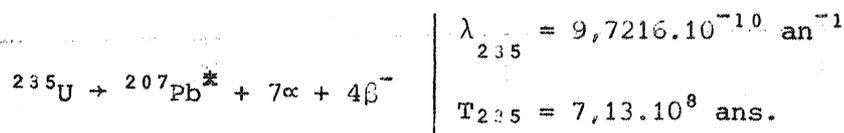
$$T = \frac{\text{Log}2}{\lambda} \quad (4)$$

. Nous qualifierons de "radiogénique" les isotopes de l'élément-fils issus de la transformation des isotopes de l'élément-père. Nous noterons les isotopes radiogéniques par le symbole (*).

II.2 LA RADIOACTIVITE DE L'URANIUM

L'uranium possède deux isotopes radioactifs de longue période, ^{238}U et ^{235}U , qui par l'intermédiaire de "familles radioactives" se transforment en $^{206}\text{Pb}^*$ et $^{207}\text{Pb}^*$, deux isotopes stables du plomb. Le plomb possède quatre isotopes stables : ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb . Seul le ^{204}Pb n'est pas radiogénique, dans un système contenant de l'uranium. En effet, en plus du $^{206}\text{Pb}^*$ et du $^{207}\text{Pb}^*$ résultant de la transformation du ^{238}U et ^{235}U , le $^{208}\text{Pb}^*$ résulte de la transformation du ^{232}Th . Dans un système minéral, les isotopes radiogéniques s'ajoutent aux isotopes non radiogéniques du plomb, incorporé dans le minéral au moment de sa formation.

Les ^{235}U et ^{238}U se transforment comme suit :



N.B. Ce sont ces valeurs que nous utilisons dans les calculs. JAFFEY et al. (1971) ont proposé de nouvelles valeurs qui sont :

$$\lambda_{238} = 1,5513 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \text{ et } \lambda_{235} = 9,8485 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}.$$

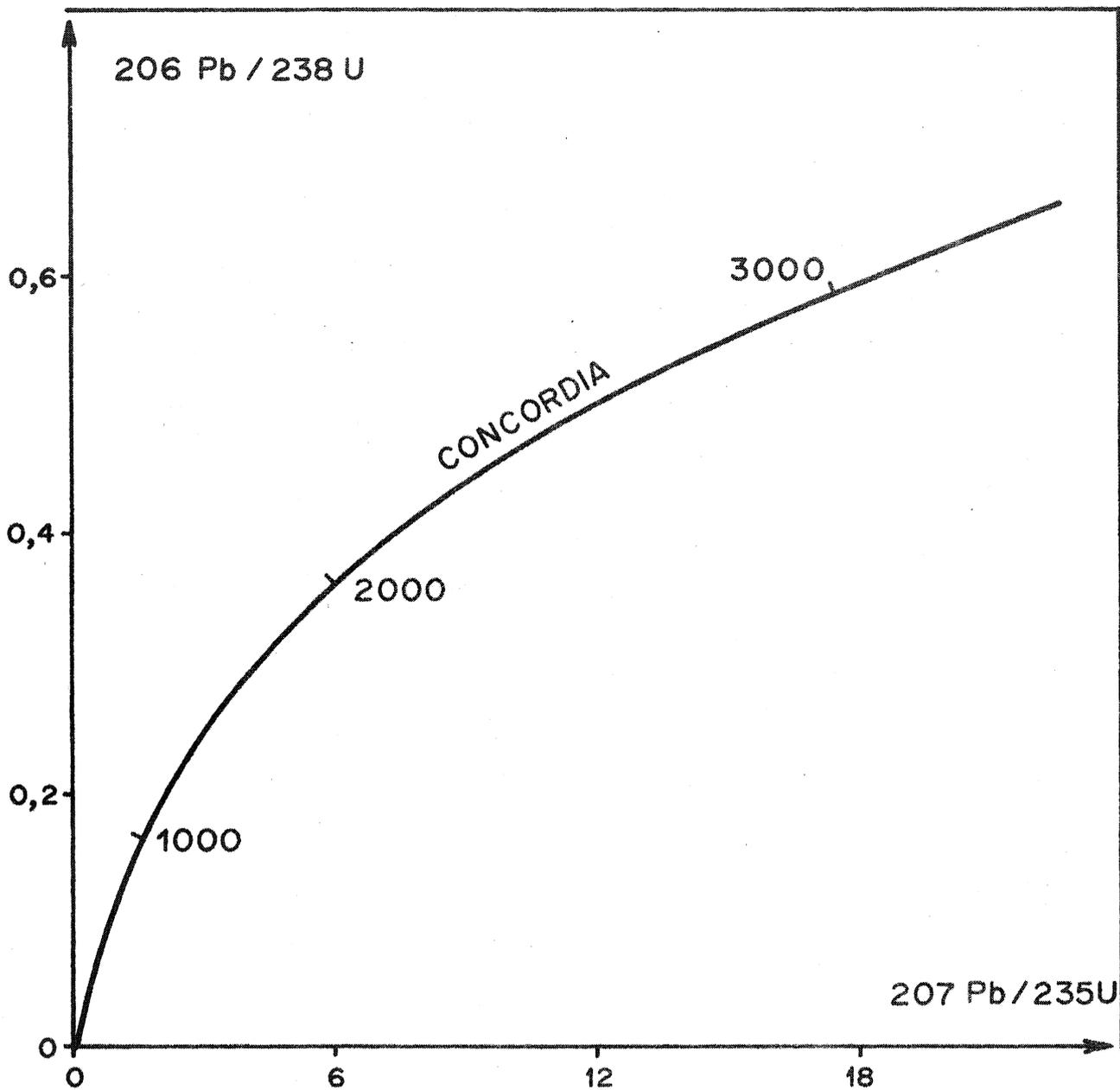


Figure 1 : Courbe CONCORDIA

Les points représentatifs de populations de zircons ayant évolué en système clos depuis leur formation sont situés sur la courbe et leur âge s'en déduit directement.

D'après la relation (3) :

$$r_1 = \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1 \quad (5)$$

$$r_2 = \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}t} - 1$$

Le rapport ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}$ est une constante dont la valeur est actuellement de 137,8. C'est à cette constante que la méthode de datation uranium-plomb doit tout son intérêt ; elle permet de relier les deux chronomètres que sont les couples ${}^{206}\text{Pb}-{}^{238}\text{U}$ et ${}^{207}\text{Pb}-{}^{235}\text{U}$ et de s'affranchir d'une des conditions nécessaires des autres méthodes de datation : le système clos.

Il est donc possible d'écrire :

$$r_3 = \frac{r_1}{{}^{206}\text{Pb}^*} = \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{206}\text{Pb}^*} = \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{{}^{235}\text{U}} \cdot \frac{{}^{235}\text{U}}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \cdot \frac{{}^{238}\text{U}}{238\text{U}} \quad (6)$$

Les relations (5) et (6) permettent de calculer trois âges pour un seul système uranium-plomb.

Si ces trois âges sont égaux, ils sont "concordants", s'ils sont différents, ils sont "discordants".

La méthode de datation uranium-plomb est appliquée essentiellement aux minéraux riches en uranium : zircon, sphène, monazite, apatite et xénotime.

III. LE DIAGRAMME CONCORDIA ET LES MODELES URANIUM-PLOMB

III.1 INTRODUCTION

WETHERILL (1956) a imaginé un diagramme (Fig. 1) où les valeurs r_1 et r_2 sont portées respectivement en abscisse et en ordonnée ;

à chaque âge $t_1 = t_2$ correspondent des valeurs uniques de r_1 et r_2 définies dans les équations (5) ; le lieu de ces valeurs, pour des âges compris entre zéro et l'infini, définit une courbe appelée CONCORDIA. Cette courbe est donc graduée en âge. Un minéral n'ayant subi ni gain ni perte de plomb (et/ou d'uranium), ni d'élément intermédiaire, aura son point représentatif situé sur cette courbe, et son âge s'en déduira directement.

Cependant, dans la plupart des cas étudiés, les points expérimentaux représentatifs des minéraux d'un même ensemble ne se situent pas sur la courbe Concordia mais sur une droite recoupant cette dernière en deux points. Dans ce cas, les âges t_1 , t_2 et t_3 sont différents. La droite portant ces points est appelée DISCORDIA (Fig. 2). AHRENS (1955) avait déjà constaté cet arrangement linéaire des points expérimentaux.

Il impliquait cette régularité d'assemblage à un "processus physique opérant à des degrés variés, mais à un taux uniforme, depuis la formation du minéral".

De nombreux auteurs ont donc imaginé des modèles pour expliquer cet arrangement linéaire, en invoquant différents processus physiques. Certains de ces modèles font intervenir le phénomène de la diffusion.

III.2 LA DIFFUSION. PRINCIPES

La diffusion volumique est un processus irréversible qui tend à réduire les différences de concentration à l'intérieur d'un système.

Les deux lois de Fick rendent compte de ce processus :

$$\text{1ère loi : } \vec{J} = - D \vec{\nabla} c \quad (1)$$

$$\text{2ème loi : } \frac{dc}{dt} = \vec{\nabla} (D \vec{\nabla} c) \quad (2)$$

où :

- \vec{J} est le courant de diffusion,
- c est la concentration en particules considérées,
- D est la constante de diffusion. Elle dépend de la température et reflète les propriétés structurales de la substance et la facilité qu'a cette substance à l'équilibration des concentrations.

III.2.1. 1ère LOI DE FICK

$$\vec{J} = - D \vec{\nabla} c \quad (1)$$

On appelle \vec{J} , le courant de diffusion, vecteur dont l'intensité représente le nombre de particules traversant une unité de surface en une unité de temps.

La première loi de Fick exprime la proportionnalité existant entre l'intensité de \vec{J} et la variation spatiale de la concentration $\vec{\nabla} c$ (gradient de c).

Le coefficient de proportionnalité, noté D , est la constante de diffusion.

III.2.2. 2ème LOI DE FICK

$$\frac{dc}{dt} = \vec{\nabla} (D \vec{\nabla} c) \quad (2)$$

La seconde loi de Fick est l'expression de la variation de la concentration en fonction du temps. Elle s'obtient en établissant le bilan des particules qui entrent dans un élément de volume du système pendant un temps dt et de celles qui sortent pendant le même temps.

Si l'on néglige la dépendance de D vis-à-vis de l'espace, la loi de Fick peut s'écrire :

$$\frac{dc}{dt} = \vec{\nabla} (D \vec{\nabla} c) = D \Delta c \quad (3)$$

III.2.3. CAS DU PLOMB

Soit une sphère de rayon R et une distribution homogène du plomb dans cette sphère au temps $t = 0$.

Supposons que la concentration en plomb dans l'espace extérieur à la sphère ($r > R$) ne donne pas lieu à une diffusion en sens inverse vers la sphère ; dans ce cas l'espace extérieur peut être considéré comme ayant une concentration nulle.

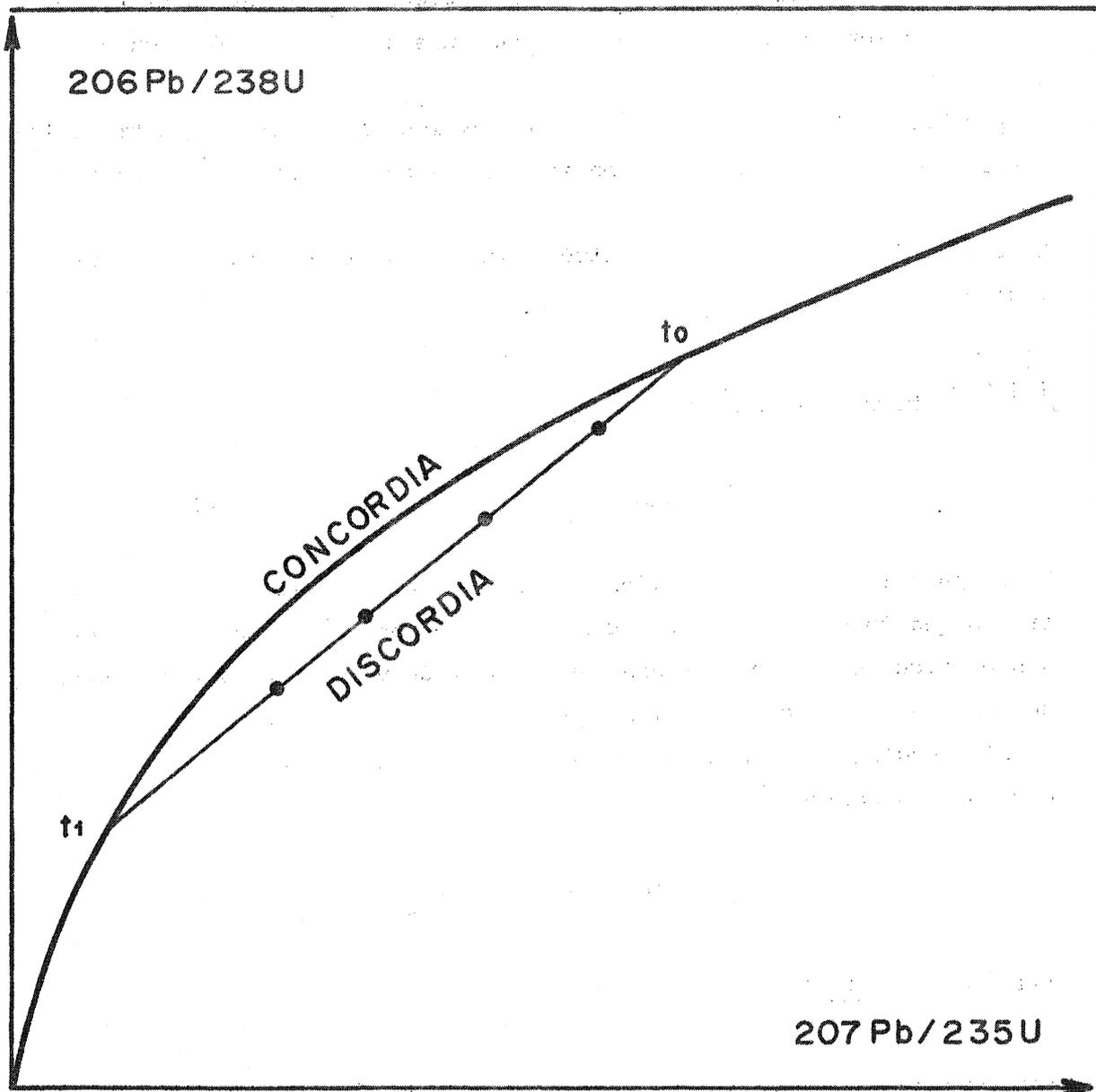


Figure 2 : Disposition des points expérimentaux sur une DISCORDIA, selon le modèle de perte épisodique (WETHERILL, 1956).

t_0 : âge de la formation des zircons

t_1 : âge de la crise épisodique.

Les conditions aux limites sont donc :

$$\begin{array}{lll} - t = 0 & c = c_0 & \text{à l'intérieur} \\ & c = 0 & \text{à l'extérieur} \\ - t > 0 & c = c(r,t) & \text{à l'intérieur} \\ & c = 0 & \text{à l'extérieur} \end{array}$$

La solution du système est donnée par CARSLAW et JAEGER (1959) :

$$\frac{c}{c_0} = \frac{6}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{e^{-n^2 Bt}}{n^2} \quad (4)$$

où :

- $B = \frac{\pi^2}{a^2} D$
- a est le rayon de la sphère
- c est la concentration en plomb après un temps t
- c_0 est la concentration initiale en plomb
- t est le temps écoulé depuis le début de la perte.

La relation (4) exprime donc la variation de la concentration en fonction du temps. Dans le cas du plomb, il faudra tenir compte de la formation du plomb par désintégration de l'uranium.

III.3 LES MODELES URANIUM-PLOMB

Les modèles proposés pour l'explication des arrangements des points dans le diagramme CONCORDIA invoquent, soit un seul processus physique, ce sont les MODELES SIMPLES, soit plusieurs processus, résultant de l'assemblage des modèles simples, ce sont les MODELES COMPLEXES. Tous les modèles proposés font intervenir une perte de plomb.

III.3.1 LES MODELES SIMPLES

a) Le modèle de perte épisodique.

Ce modèle a été proposé par WETHERILL (1956). WETHERILL a montré que la régularité observée par AHRENS (1955) pouvait s'expliquer par un processus géochimique.

Le modèle qu'il développe rend compte de l'effet d'une perte de plomb ou d'uranium (ou d'un gain d'uranium) sur un système clos, sous l'influence d'un épisode géologique bref (métamorphisme, tectonique, altération, etc...).

A l'instant t_1 le système, clos depuis sa formation à t_0 et possédant F_0 atomes-fils et P_0 atomes-pères, perd une fraction α_F d'atomes-fils et α_P d'atomes-pères, pendant un intervalle de temps bref comparé aux temps géologiques.

Après la crise il reste :

$$P_0 - \alpha_P P_0 \quad \text{atomes-pères}$$

$$F_0 - \alpha_F F_0 \quad \text{atomes-fils}$$

Après la crise le rapport est donc :

$$r = \frac{F_0 (1 - \alpha_F)}{P_0 (1 - \alpha_P)}$$

Au moment de la crise le rapport est :

$$r_0 = \frac{F_0}{P_0}$$

Si l'on pose $R = \frac{1 - \alpha_F}{1 - \alpha_P}$ on peut écrire :

$$r = R_0 R$$

Pour les couples $^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}^* / ^{235}\text{U}$ on aura :

$$r_1 = R_0 R_1$$

$$r_2 = R_0 R_2$$

Les points représentatifs des zircons d'une même population se déplacent alors selon une droite t_1-t_0 dans le diagramme Concordia (Fig. 2). Les expériences de PIDGEON et al. (1966) ont montré que ce mécanisme de perte de plomb pouvait être reproduit en laboratoire en soumettant des zircons à une altération hydrothermale.

Ce modèle permet donc de mettre en évidence l'âge t_0 de la formation du minéral et l'âge t_1 de la perturbation du système uranium-plomb.

Cependant, dans de nombreux cas, l'intersection basse de la droite passant par les points expérimentaux avec la Concordia, ne correspond pas toujours à un événement géologique ayant pu perturber le système uranium-plomb des zircons. De plus, si un second événement géologique affecte le système U-Pb des minéraux, l'alignement des points expérimentaux n'est plus respecté (Fig. 3).

b) Le modèle de diffusion continue du plomb à coefficient constant.

Ce modèle a été proposé par TILTON (1960).

TILTON, en se basant sur les données antérieures de WASSERBURG (1954) et de NICOLAYSEN (1957), a proposé un modèle, expliquant les arrangements des points représentatifs des minéraux d'un même ensemble dans le diagramme Concordia, par une diffusion de plomb hors des minéraux.

Selon TILTON, tout mécanisme invoqué pour expliquer des âges discordants doit être un mécanisme qui produise une perte plus importante de ^{207}Pb radiogénique que de ^{206}Pb radiogénique. La diffusion satisfait cette nécessité. En effet, étant donné la période plus courte de ^{235}U , le ^{207}Pb a un "âge" moyen plus ancien que le ^{206}Pb et par conséquent est davantage affecté par la diffusion.

Pour que le modèle de la diffusion continue puisse rendre compte du comportement du système uranium-plomb d'un minéral, certaines conditions sont nécessaires :

- 1- Les cristaux sont assimilables à des sphères de rayon a .
- 2- L'uranium est distribué uniformément dans les sphères.
- 3- La diffusion de l'uranium et des produits-fils intermédiaires est négligeable comparée à celle du plomb.
- 4- La diffusion du plomb est gouvernée par la loi de Fick (cf. III.2.3.) :

$$\frac{c}{c_0} = \frac{F}{F_0} = \frac{6}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{e^{-n^2 Bt}}{n^2} \quad \text{où} \quad B = \frac{\pi^2}{a^2} D$$

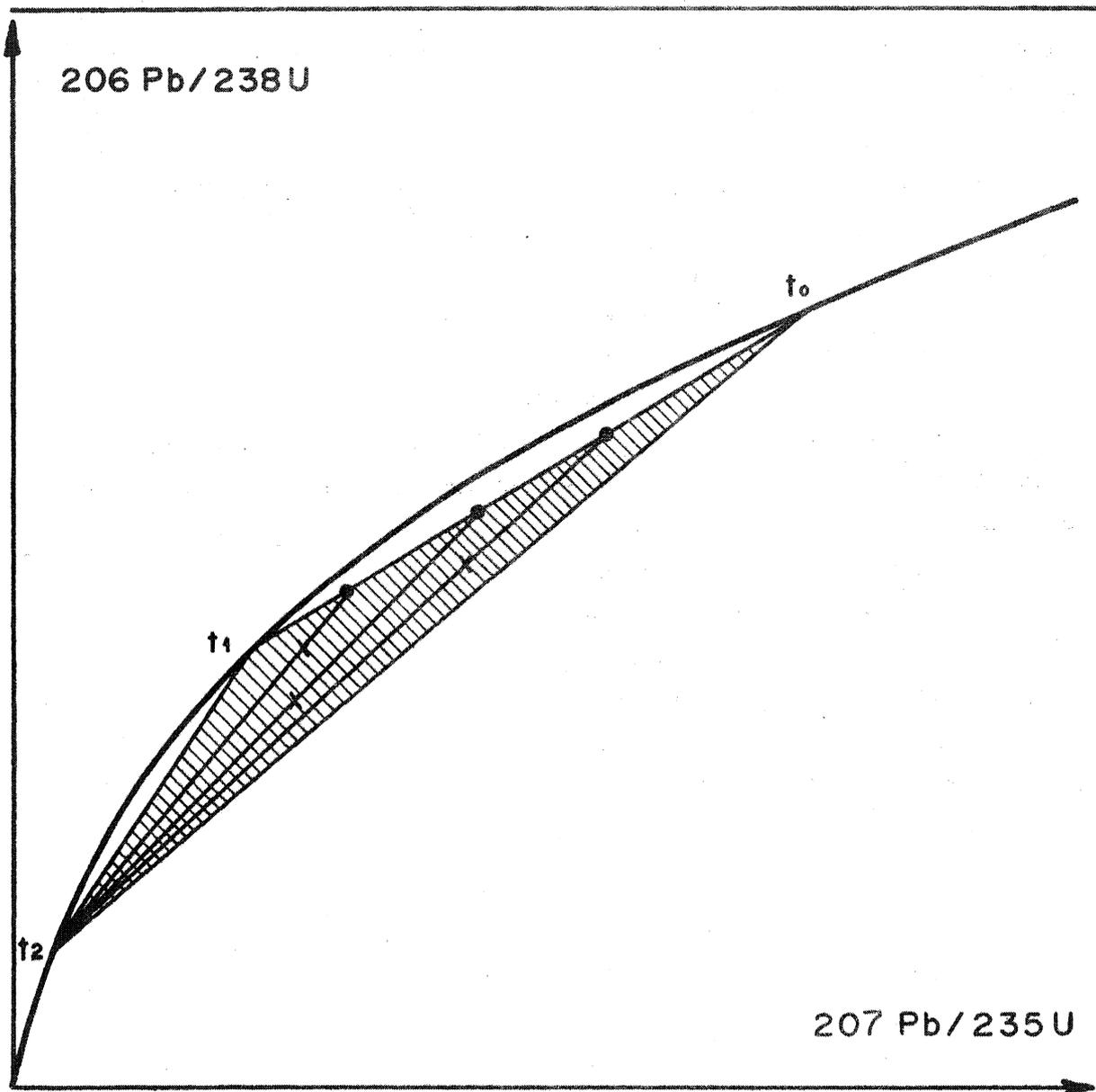


Figure 3 : Influence de deux pertes épisodiques à t_1 et t_2 .
 Les points représentatifs sont dispersés dans le diagramme Concordia. La zone hachurée représente l'aire de répartition possible des points.

Si l'on tient compte de la formation du plomb par radioactivité, il faut ajouter le terme correspondant, à la seconde loi de Fick, dont la solution devient alors :

$$F = \frac{6}{\pi^2} \int_0^t \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\lambda P_0 e^{-\lambda t - n^2 \pi^2 D t / a^2}}{n^2} dt$$

En intégrant l'équation précédente, on obtient :

$$\frac{F}{P} = \frac{6}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\lambda (e^{-\lambda t - n^2 \pi^2 D t / a^2} - 1)}{n^2 (\lambda - n^2 \pi^2 D / a^2)}$$

où F est la concentration en plomb mesurée actuellement et P la concentration en uranium.

A partir de l'équation précédente il est possible de tracer pour un âge t donné, et différentes valeurs de D/a^2 , une courbe correspondant aux lieux des points représentatifs de r_1 et r_2 . Cette courbe est une droite dans sa partie supérieure et ne s'infléchit qu'au voisinage de l'origine. L'extrapolation vers le bas de la partie linéaire de cette courbe recoupe la courbe Concordia en un point qui, dans ce cas, n'a aucune signification géologique (Fig. 4).

Un tel modèle peut être invoqué pour expliquer la disposition des points représentatifs des minéraux dans les cas où aucun processus géologique n'est responsable d'une perte de plomb.

c) Le modèle de diffusion continue du plomb avec dommage radioactif.

Ce modèle a été proposé par WASSERBURG (1963).

WASSERBURG a proposé ce modèle pour expliquer les corrélations notées par SILVER (1962), entre le degré de discordance, la teneur en U et Th et le caractère métamicté des zircons. Lors de la désintégration de l'uranium et du thorium, l'émission de particules α cause des dommages dans les cristaux de zircons ; ces dommages faciliteraient la diffusion du plomb. Les dommages augmentant avec le temps, WASSERBURG considère que le coefficient de diffusion D (constant dans le modèle de TILTON) est une fonction croissante du temps.

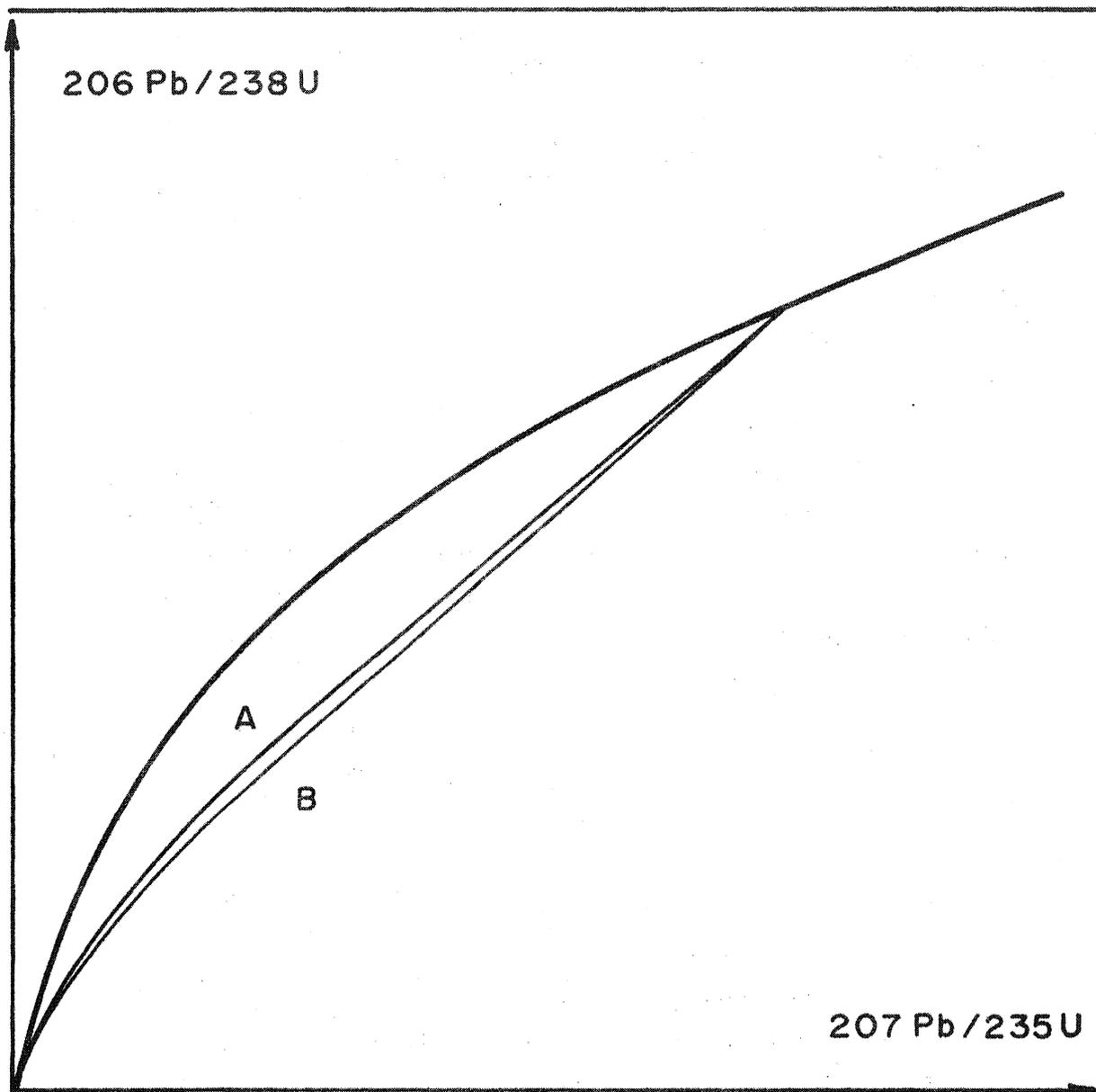


Figure 4 : Courbes de diffusion continue.

A : selon TILTON (1960)

B : selon WASSERBURG (1963).

Dans ce cas, $D = D(t)$

Les équations sont les mêmes que dans le cas précédent (hormis la variation de D).

Ce modèle permet de tracer des courbes de diffusion qui sont très proches de celles obtenues par le modèle de TILTON (Fig. 4).

Les remarques, quant à l'utilisation et la signification de ce modèle sont les mêmes que dans le modèle précédent.

d) Le modèle de perte continue constante.

Ce modèle a été proposé par ULRICH (1963).

ULRYCH, contrairement à TILTON et WASSERBURG ne fait pas appel aux processus de la diffusion volumique tels qu'ils ont été décrits précédemment et qui sont régis par la loi de Fick, mais à un taux de perte de plomb et d'uranium constant par unité de temps, dépendant uniquement des concentrations en plomb et non de leurs gradients.

ULRYCH considère donc que l'évolution d'un système, au temps t , peut être décrite, simplement, par les deux équations :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P - J_P P \quad \text{où } P \text{ et } F \text{ sont les concentrations en éléments-pères et fils, et } J_P \text{ et } J_F \text{ sont}$$

et

$$\frac{dF}{dt} = \lambda P - J_F F \quad \text{les taux de perte, constants, par unité de temps.}$$

En combinant les deux équations et en posant :

$$r = \frac{F}{P} \quad \text{et} \quad J_P - J_F = \xi$$

On peut écrire :

$$\begin{aligned} \frac{dr}{dt} &= \frac{d(F/P)}{dt} = \left(\frac{dF}{dt} \cdot \frac{1}{P} - \frac{dP}{dt} \cdot \frac{F}{P^2} \right) \\ &= \frac{r}{F} \cdot \frac{dF}{dt} - \frac{r}{P} \cdot \frac{dP}{dt} = r \left(\frac{\lambda}{F} - J_F \right) - r \cdot (-\lambda - J_P) \\ \frac{dr}{dt} &= r (\xi + \lambda) + \lambda \end{aligned}$$

Cette équation rend compte de la variation des rapports r_1 et r_2 en fonction du temps et du taux de perte de plomb et d'uranium.

Si au temps t_0 on a le rapport $r(t_0)$, intégrons l'équation précédente pour obtenir le rapport au temps t_{0+1} :

$$\frac{dr}{dt} = \frac{r(t_{0+1}) - r(t_0)}{t_{0+1} - t_0}$$

$$r(t_{0+1}) - r(t_0) = t_{0+1} - t_0 (r(t_0)(\xi + \lambda) + \lambda)$$

$$= t_{0+1} (r(t_0)(\xi + \lambda) + \lambda) - t_0 (r(t_0)(\xi + \lambda) + \lambda)$$

$$r(t_{0+1}) = r(t_0) - r t_0 (t_{0+1} - t_0) (\xi + \lambda) + \lambda (t_{0+1} - t_0) - t_0 r(t_0) (\xi + \lambda) - t_0 \lambda$$

$$= r(t_0) (1 - (\xi + \lambda)(t_{0+1} - t_0)) + \lambda (t_{0+1} - t_0)$$

pour de petites valeurs de x , on peut écrire : $e^x = 1 + x$
alors,

$$r(t_{0+1}) = r(t_0) \left(e^{(\lambda + \xi)(t_{0+1} - t_0)} \right) + \frac{\lambda}{\lambda + \xi} \left(e^{(t_{0+1} - t_0)(\lambda + \xi)} - 1 \right)$$

Si le rapport $r(t_0)$ est nul, ce qui est le cas au moment de la formation du système, on obtient un rapport $r(t_{0+1})$ (qui est le rapport r_1 et r_2 mesuré actuellement) fonction du seul paramètre ξ (paramètre de perte continue).

Il est possible de tracer une courbe, pour un âge donné et différentes valeurs de ξ . Les courbes obtenues par le modèle d'ULRYCH sont très proches de celles obtenues par les modèles de TILTON et de WASSERBURG, et peuvent rendre compte de l'arrangement des points expérimentaux dans le diagramme Concordia.

e) Le modèle des mélanges de phases.

Les quatre modèles précédents sont des modèles simples où les arrangements linéaires sont uniquement expliqués par la diffusion ou la perte du plomb, hors d'une seule phase minérale.

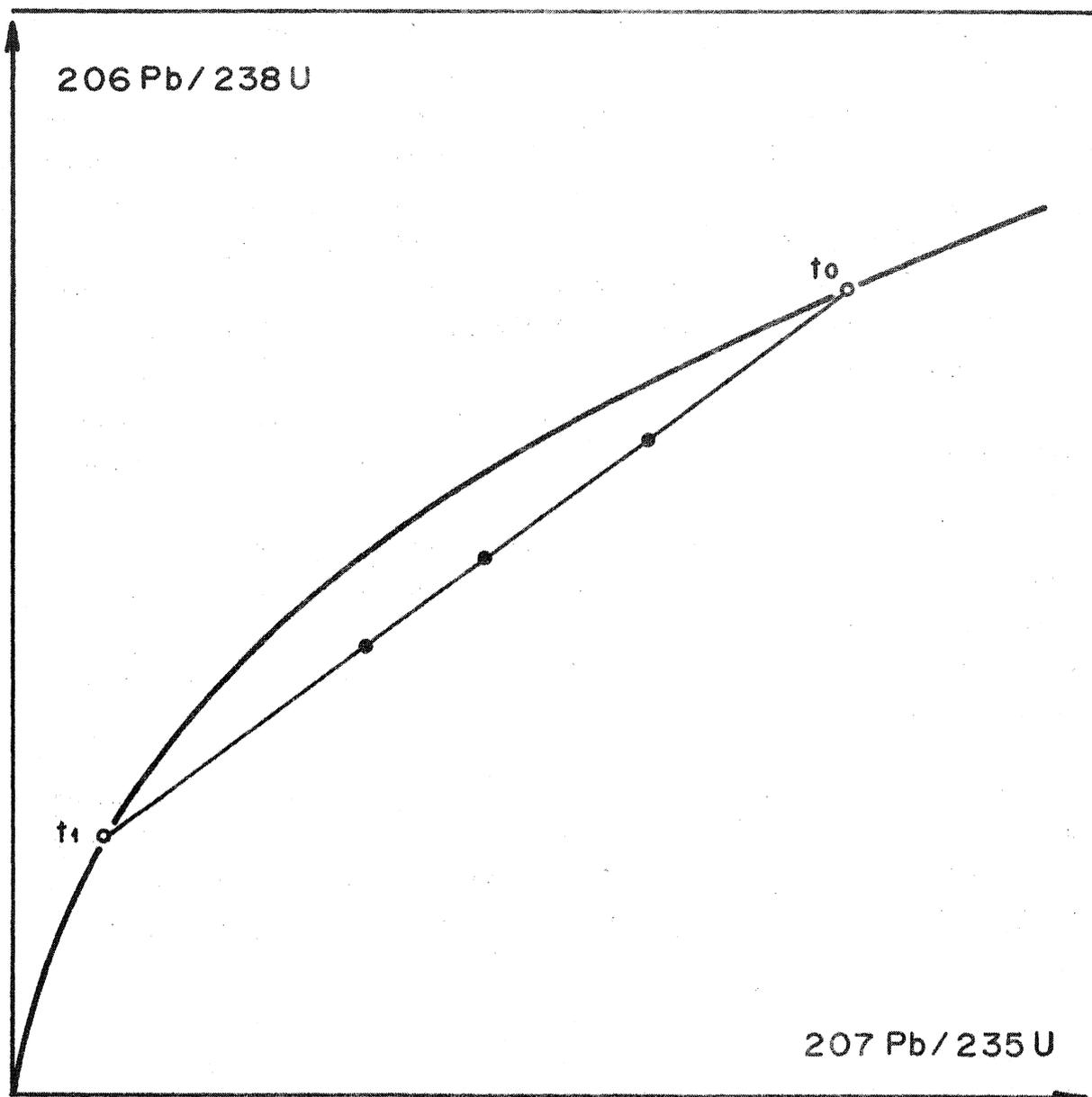


Figure 5 : Modèle de mélange.

Les points représentatifs de deux populations de zircons concordants, l'une d'âge t_0 , l'autre d'âge t_1 se placent sur une droite t_0-t_1 .

Cependant, d'autres auteurs ont expliqué les arrangements linéaires des points expérimentaux en faisant intervenir un mélange de phases minérales concordantes mais d'âge différent.

Il est facile de constater (Fig. 5) que les points expérimentaux se placent sur une droite reliant les points représentatifs des deux phases concordantes. Ce modèle de mélange a été proposé par STEIGER et WASSERBURG (1966). Le modèle de mélanges peut s'appliquer aux cas des zircons de roches ayant subi un métamorphisme. Une nouvelle population de zircons peut alors se former et se mélanger aux zircons préexistants.

DAVIS et al. (1968) ont également montré qu'il pouvait y avoir croissance d'une nouvelle phase, par recristallisation, formant un cortex autour d'un noyau ancien, sous l'influence d'un métamorphisme de contact.

DAVIS et al. ont ainsi constaté que le degré de discordance augmentait lorsque l'on s'approchait du contact, ce qui correspond à une augmentation de la recristallisation.

GRAUERT (1974), en se basant sur l'étude microscopique des zircons, a également interprété la discordance des points représentatifs d'une population de zircons, par la superposition d'une perte épisodique et la croissance de nouvelles phases de zircons par épitaxie, durant des événements métamorphiques.

Le modèle de mélanges de phases permet donc de rendre compte de l'arrangement des points, dans des cas où il est possible de mettre en évidence un mélange de populations ou des phénomènes de nouvelle croissance et de recristallisation, sous l'influence d'évènements géologiques.

f) Remarques.

Les modèles précédents sont ceux qui ont été le plus souvent invoqués pour expliquer les arrangements linéaires des points représentatifs des minéraux dans le diagramme Concordia.

La question se pose souvent de savoir quel est le modèle qui s'applique lors d'une étude systématique de zircons ou autres minéraux d'une même formation, et quelle est la signification des âges obtenus. Si l'intersection haute avec la Concordia semble, dans la plupart des cas, donner l'âge vrai d'une suite de minéraux, l'intersection inférieure est plus discutée.

D'autre part, il se pose également la question de savoir si l'arrangement des points représentatifs des zircons d'une même formation résulte uniquement de l'influence d'un des phénomènes évoqués précédemment ; si dans certains boucliers anciens on trouve des formations ayant une histoire géologique simple, il existe cependant des domaines ayant subi une évolution géologique polytectonique et polymétamorphique complexe. Dans ces domaines on peut penser qu'il a existé une influence combinée et successive de plusieurs mécanismes, sur les systèmes uranium-plomb des minéraux, faisant intervenir la perte épisodique, la diffusion ou la perte continue.

Les modèles complexes que nous allons aborder maintenant rendent compte de la combinaison de ces différents mécanismes.

III.3.2. LES MODELES COMPLEXES

Ces modèles ont été développés par ALBAREDE (1971) et récemment par ALLEGRE (1974) et al., qui les ont appliqués au cas des zircons du socle des Alpes. Ces auteurs ont démontré que la répartition, dans un diagramme Concordia, des points représentatifs des zircons d'un ensemble géologique complexe, pouvait s'expliquer par l'influence de plusieurs phénomènes.

ALLEGRE et al. soulignent le fait que le degré de discordance des zircons n'est pas une simple fonction de $1/a^2$, où a est le rayon de la sphère de diffusion, mais peut être dû à d'autres paramètres, tels que la concentration en éléments-traces (KÖPPEL et SOMMERAUER, 1974). De plus, le modèle d'ULRYCH, mécanisme limite de la diffusion continue, reproduit assez bien les courbes de TILTON et de WASSERBURG et peut être considéré comme un modèle satisfaisant pour décrire l'évolution d'un système.

Comme nous l'avons vu précédemment (III.3.1 d), la variation du rapport en fonction du temps, selon ULRYCH est :

$$\frac{dr}{dt} = \lambda + (\lambda + \xi)r \quad (1)$$

Si le rapport au temps t_0 est $r(t_0)$, le rapport au temps t_1 est :

$$rt_1 = \frac{\lambda}{\lambda + \xi} \left(e^{(\lambda + \xi)(t_0 - t_1)} - 1 \right) + r(t_0) e^{(\lambda + \xi)(t_0 - t_1)} \quad (2)$$

L'histoire d'une population de zircons peut être considérée comme une succession d'intervalles de temps, durant lesquels le comportement du système U-Pb reste fixe ; dans chaque intervalle ξ est constant.

ALLEGRE et al. considèrent que dans un intervalle de temps donné on peut envisager trois types de comportement du système père-fils :

1) de t_0 à t_1 le système reste clos, alors $\xi = 0$

$$rt_1 = e^{\lambda(t_0 - t_1)} - 1 \quad (3)$$

2) de t_0 à t_1 le système perd du plomb et de l'uranium à un taux constant. ξ est constant. L'équation (2) s'applique dans ce cas.

3) Le système clos depuis sa formation, perd du plomb durant un intervalle de temps très bref, Δt . Il est possible, dans ce cas, de négliger la formation de plomb radiogénique par désintégration radioactive : $\xi > \lambda$.

Si l'on pose $\xi = J_t$ (J_t = paramètre épisodique) :

$$rt_1 = rt_0 e^{(J_t \Delta t)} \quad (4)$$

L'équation de Weatherill pour la perte épisodique est :

$$rt_1 = rt_0 R$$

et peut être comparée à l'équation (4) en posant :

$$R = e^{(J_t \Delta t)}$$

Pendant toute son histoire une suite de zircons cogénétiques peut subir durant plusieurs intervalles de temps une succession de phénomènes mettant en jeu l'un des trois types de comportements précédents. Des modèles peuvent ainsi être calculés en faisant intervenir les trois équations de base.

Si ces modèles complexes mettent en jeu une perte continue de plomb et une crise épisodique, le paramètre épisodique J_t est relié au paramètre de perte continue ξ par la relation $J_t = K_t \xi$ où K_t est le facteur d'intensité de la perte épisodique.

On peut écrire :

$$R = e^{(Kt \Delta t \xi)}$$

et $R_n = e^{(Kt_n \Delta t_n \xi)}$ pour la nième crise.

Si l'on définit $\Phi = \frac{Kt \Delta t}{Kt_n \Delta t_n}$

Φ étant le facteur d'efficacité de deux crises, on obtient :

$$R = R_n$$

Les différents phénomènes pouvant affecter les systèmes U-Pb des zircons sont ainsi reliés entre eux. Il est possible, de cette façon, de calculer les courbes correspondant à la combinaison de ces phénomènes perturbateurs, et de voir quel est le modèle qui rend le mieux compte de la disposition des points expérimentaux dans le diagramme Concordia. De plus, la connaissance de Φ (paramètre d'efficacité de deux crises) permet d'évaluer l'intensité relative de différents événements géologiques dans un même ensemble.

ALLEGRE et al. ont ainsi pu montrer que les résultats obtenus sur les zircons du socle des Alpes pouvaient être interprétés par un modèle à trois crises épisodiques (cadomienne : 520-550 MA ; hercynienne : 300 MA ; alpine : 30 MA), dont la plus importante est la crise cadomienne.

Les mêmes résultats avaient été interprétés par d'autres auteurs (GRAUERT et ARNOLD, 1968 ; PIDGEON et al., 1970 ; KÖPPEL et GRÜNENFELDER, 1971) comme rendant compte de l'influence d'une crise épisodique calédonienne.

Les modèles complexes sont ceux qui rendent le mieux compte de l'histoire d'une population de zircons. Il semble, en effet, assez simpliste d'interpréter les schémas de discordance par l'influence d'un phénomène unique, dans des domaines où la réalité géologique révèle une complexité tant structurale que métamorphique.

Si, quel que soit le modèle utilisé, l'intersection haute indique l'âge de la formation des zircons, les modèles complexes, quant à eux, montrent que les intersections basses doivent être interprétées avec beaucoup de prudence.

Les modèles complexes constituent la meilleure approche quantitative du comportement des systèmes uranium-plomb. Mais, comme dans toute tentative de quantification de phénomènes géochimiques, il est nécessaire d'émettre des hypothèses de base. Et, dans le cas présent, il est nécessaire d'admettre, comme l'ont noté GRAUERT et al. (1974), que les différentes fractions de zircons ont été affectées de façon proportionnelle vis-à-vis de l'uranium et du plomb durant les différents phénomènes épisodiques. Si tel n'est pas le cas, les points représentatifs des zircons ne se placent plus sur une courbe, mais sont dispersés dans le diagramme Concordia.

IV. CONCLUSIONS.

Les différents modèles que nous avons présentés expliquent, par des phénomènes différents, les schémas de discordance et la trace des systèmes uranium-plomb dans le diagramme Concordia. Cependant, quel que soit le modèle invoqué, la valeur de l'intersection haute, dans le cas de zircons cogénétiques de roches orthodérivées, correspond à l'âge de formation des zircons, ce qui a pu être confirmé par la confrontation des méthodes de datation uranium-plomb et rubidium-strontium.

Selon le processus géochimique invoqué, l'intersection basse peut ou non correspondre à un événement géologique et l'on reste souvent sans réponse sur la valeur de cette intersection basse, du fait de la mauvaise connaissance des phénomènes géochimiques invoqués : perte continue ou épisodique de plomb.

Cependant, les études expérimentales en cours sur les phénomènes de migration de plomb et d'uranium, durant l'altération chimique des zircons (KROGH, 1974) ont déjà prouvé que les facteurs contrôlant les migrations d'éléments hors des zircons sont nombreux. KROGH, a en effet montré que les migrations de plomb et d'uranium interviennent durant et après des phénomènes d'altération botryoidale dans les zircons. De ce fait, la migration de plomb et d'uranium, dépend de l'état du réseau, de la température et de la nature des fluides circulant dans les fractures et à la limite des grains.

Il est donc raisonnable de penser que la connaissance par l'expérimentation, des phénomènes géochimiques à l'intérieur des zircons pourra expliquer le comportement des systèmes uranium-plomb à l'intérieur de ces derniers, et permettra d'apprécier la valeur des différents modèles jusqu'alors invoqués.

DEUXIEME PARTIE

Table à secouer.

LA METHODE DE DATATION URANIUM-PLOMB

PROCEDURE ANALYTIQUE.

Table à secouer.

I. INTRODUCTION.

Le but du travail que j'ai entrepris était non seulement l'obtention des résultats géochronologiques que nous présentons, mais aussi la mise au point technique et analytique de la méthode de datation uranium-plomb.

La mise au point de la technique décrite dans cette seconde partie constitue, en effet, l'essentiel des travaux que j'ai effectués au laboratoire de géochronologie de Rennes. Ces travaux ont consisté, d'une part, en l'adaptation des techniques décrites par KROGH (1971) pour la chimie, et CAMERON (1969) pour la spectrométrie, et d'autre part en l'aménagement d'un laboratoire et la mise en oeuvre d'une chaîne d'analyse, à très faible niveau de contamination en plomb.

II. PROCEDURE ANALYTIQUE.

L'étude géochronologique de zircons, peut, schématiquement être divisée en quatre phases essentielles (Tableau 1), que nous détaillerons successivement.

II.1. Préparation de l'échantillon.

II.1.1. Prise.

Les échantillons ayant servi à la séparation des zircons ont été prélevés dans des affleurements ne présentant aucune trace d'altération ; en effet, comme nous l'avons souligné dans la première partie, l'altération par les eaux météoriques, peut se traduire par une perte de plomb hors des zircons.

Pour chaque échantillon, il a été prélevé un seul bloc d'environ 50 kg.

* Il m'est agréable de remercier ici Monsieur le Professeur ROQUES et Monsieur J.L. DUTHOU, du Laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand, d'avoir mis à ma disposition leurs installations de broyage et leur table à secousses.

Tableau 1

I. PREPARATION DE L'ECHANTILLON

1) Broyage..... - Broyeur à mâchoires

↓

- Broyeur à cylindres

↓

- Broyeur à boulets

↓

poudre fine (200 mesh).

↓

2) Concentré de zircon - Table à secousses (concentré de minéraux lourds).

zircon

↓

- aimant manuel (élimination des minéraux magnétiques).

↓

- liqueurs denses (Bromoforme puis Iodure de Méthylène).

↓

- concentré de minéraux lourds ($d > 3,33$)

↓

- séparateur magnétique (concentré de zircons)

↓

- tamisage (lots de différentes tailles)

↓

- séparateur magnétique (lots de différentes susceptibilités magnétiques).

↓

LOTS DE ZIRCONS

↓

II. DISSOLUTION DES ZIRCONS
ET AJOUT DES TRACEURS

Attaque en bombe (HF + HNO₃)
1 semaine à 200°C

↓

Evaporation des acides
et ajout du "spike" U

↓

"Slittage" des solutions
2 aliquotes

↓

Ajout du "spike" Pb

↓

Solutions passées sur colonnes.

↓

Pb compos. U concentr. Pb concentration

↓

III. SEPARATION
U et Pb

IV. MESURES AU SPECTROMETRE DE MASSE

II.1.2. Broyage.

Après lavage, l'échantillon est réduit en fragments, avant d'être broyé, tout d'abord au broyeur à mâchoires, ensuite au broyeur à cylindres, enfin au broyeur à boulets, ou au broyeur à disques, qui cumule les avantages des broyeurs à cylindres et à boulets, de manière à obtenir une poudre de granulométrie fine (200 mesh.).

II.1.3. Préparation d'un concentré de zircons.

La poudre fine ainsi obtenue est séparée à l'aide d'une table à secousses, en plusieurs lots de minéraux, de différentes densités.

Ces concentrés sont immédiatement filtrés, lavés à l'acétone et séchés, afin d'éviter l'oxydation provenant des fragments de fer des broyeurs. Après séchage, le concentré de minéraux lourds (zircon, sphène, apatite, magnétite, pyrite, etc...) est débarrassé d'une grande partie du fer restant et de la magnétite de la roche, à l'aide d'un aimant.

La purification du concentré de minéraux lourds se poursuit à l'aide de liqueurs denses. Une première purification au bromoforme ($d = 2,83$) permet d'éliminer quartz, feldspaths et micas, contenus dans le concentré.

Ensuite, l'emploi de l'iodure de méthylène ($d = 3,33$) élimine grenats, amphiboles, tourmalines et micas. Après cette seconde purification, on obtient un concentré de minéraux qui, selon les échantillons peut contenir : zircon ($d = 4,70$), sphène, apatite, épidote et sulfures.

L'emploi du séparateur magnétique Frantz permet d'éliminer certains minéraux magnétiques, tels que l'épidote.

D'autres minéraux, comme l'apatite et les sulfures, sont dissouts à chaud dans de l'acide nitrique dilué.

Après cette procédure, on obtient, dans la plupart des cas, un concentré de zircons, pur à plus de 99%.

Les zircons sont ensuite séparés, d'abord selon leur taille par tamisage, ensuite selon leur susceptibilité magnétique au séparateur Frantz. On dispose ainsi, pour chaque échantillon, de plusieurs fractions de zircons de caractères différents.

II.2. Dissolution des zircons et ajout des "traceurs".

Les analyses isotopiques du plomb nécessitent :

- l'emploi de réactifs de grande pureté,
- l'utilisation de matériel "ultra-propre",
- une atmosphère contrôlée et purifiée.

Ceci afin d'éviter, au cours des manipulations une éventuelle contamination des solutions à analyser par du plomb actuel, dont la composition isotopique est très différente de celle du plomb radiogénique.

Tous les réactifs utilisés dans la procédure que nous détaillons ci-dessous, sont des réactifs purifiés. Les techniques utilisées, tant pour la fabrication de ces réactifs que pour la lutte contre la pollution atmosphérique (plomb tétraéthyle essentiellement), sont décrites au paragraphe III.

II.2.1. Dissolution des zircons.

L'échantillon de zircons à analyser, subit une dernière purification, sous la loupe binoculaire, afin d'éliminer tout minéral autre que les zircons. Cet échantillon est ensuite lavé dans :

- H₂ O, une heure.
- HNO₃ (0,1N), une heure.
- H₂ O, trois fois.
- acétone.

Puis est séché à l'étuve.

La méthode que nous avons utilisée pour la dissolution des zircons, ainsi que pour l'extraction de l'uranium et du plomb, est celle décrite par KROGH (1971 ; 1973).

Une quantité connue de zircons (allant de 5 mg à 70 mg selon les fractions analysées) est déposée dans une bombe d'attaque en Téflon (fig.1). Ensuite, sont ajoutés :

- 2 ml HF (48%),
- 1 goutte HNO₃ (16 N),

pour permettre la dissolution des zircons.

La bombe, hermétiquement close, est entourée d'une chemise en Téflon thermorétractable, et glissée dans une jaquette en acier (fig. 2). Le tout est placé dans une étuve portée à 190-200°C, pendant un temps variant entre 6 et 20 jours, pour permettre la décomposition hydrothermale des minéraux. Si dans la plupart des cas, 5 jours ont suffi à décomposer entièrement l'échantillon, plusieurs expériences nous ont permis de constater que certaines fractions présentaient parfois un très faible pourcentage de zircons réfractaires, dont l'entière dissolution ne pouvait être obtenue qu'après une attaque prolongée (3 semaines).

Après entière dissolution des zircons, la solution est évaporée dans la bombe, jusqu'à séchage, à l'intérieur d'une boîte à évaporation en Téflon alimentée par un flux continu de gaz neutre (azote), afin d'éliminer le fluorure de silicium (fig. 3).

II.2.2. Ajout des traceurs.

Les teneurs en uranium et en plomb des échantillons sont déterminées par la méthode de la dilution isotopique. Pour cela il est nécessaire d'ajouter à l'échantillon des "traceurs" d'uranium et de plomb, de composition isotopique anormale.

Après séchage de la solution, une quantité connue de "traceur" - uranium (²³⁵U) contenue dans 2 ml HCL (3,1 N) lui est ajoutée, à la pipette.

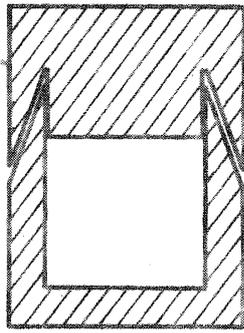


Fig. 1 : Bombe d'attaque (coupe).

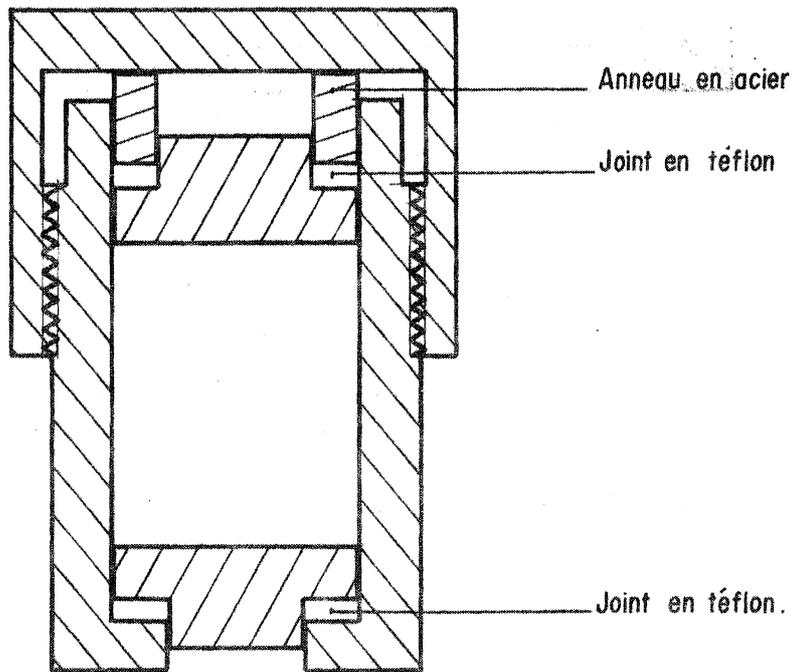


Fig. 2 : Schéma d'une jacquette en acier (coupe).

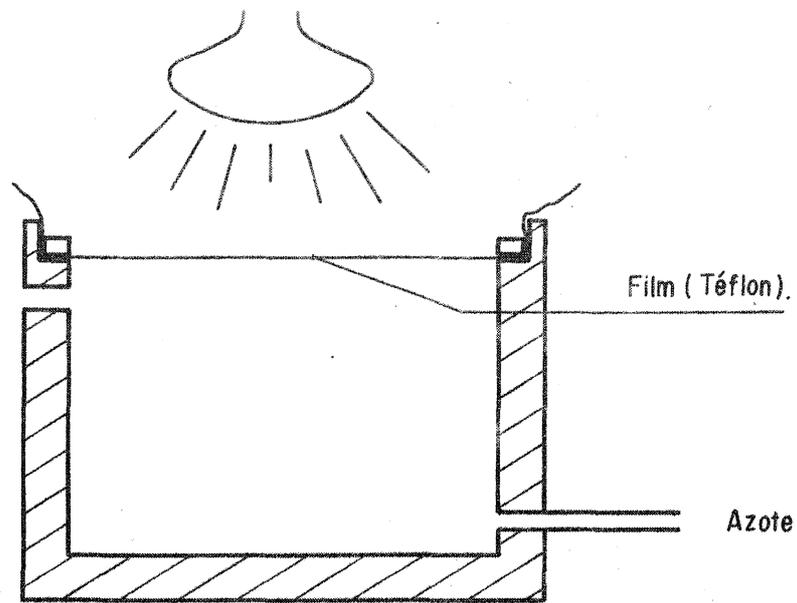


Fig. 3 : Boite à évaporation.

Afin de bien équilibrer la solution de "traceur" et d'échantillon, la bombe est replacée à l'étuve pendant 24 heures.

Après refroidissement, la solution est divisée, par pesée, en deux aliquotes, dans deux micro-béchers en Téflon :

- l'aliquote A servant à la détermination des teneurs en plomb et uranium de l'échantillon.
- l'aliquote B servant à la mesure de la composition isotopique du plomb.

Une quantité connue de "traceur" - plomb (^{208}Pb), contenue dans 2 ml H_2O , est ajoutée à l'aliquote A. Cette solution est ensuite évaporée jusqu'à sec, sous flux d'azote. Après évaporation, 1 ml HCl (3,1 N) est ajouté à la solution, qui est chauffée légèrement.

II.3. Séparation de l'uranium et du plomb.

L'uranium et le plomb sont séparés sur une colonne contenant une résine échangeuse d'ions..

- Les colonnes que nous avons utilisées ont un diamètre intérieur de 5 mm et une hauteur de 8 cm. Ces colonnes sont en Téflon.
- Le lit de résine est constitué de 0,5cc de résine DOWEX 1x8, 200-400 mesh. A la base de cette colonne de 2,5 cm de résine se trouve un disque en polyéthylène de porosité 45 μ .

Avant chaque manipulation, les colonnes sont rincées abondamment, et la résine est lavée par 2 ml HCl (6,2 N) et 2 ml H_2O , puis conditionnée dans HCl (3,1 N).

La procédure de séparation de l'uranium et du plomb est schématisée sur la figure 4 :

- a) La solution est versée sur la colonne, qui se trouve en milieu chlorhydrique (3,1 N).

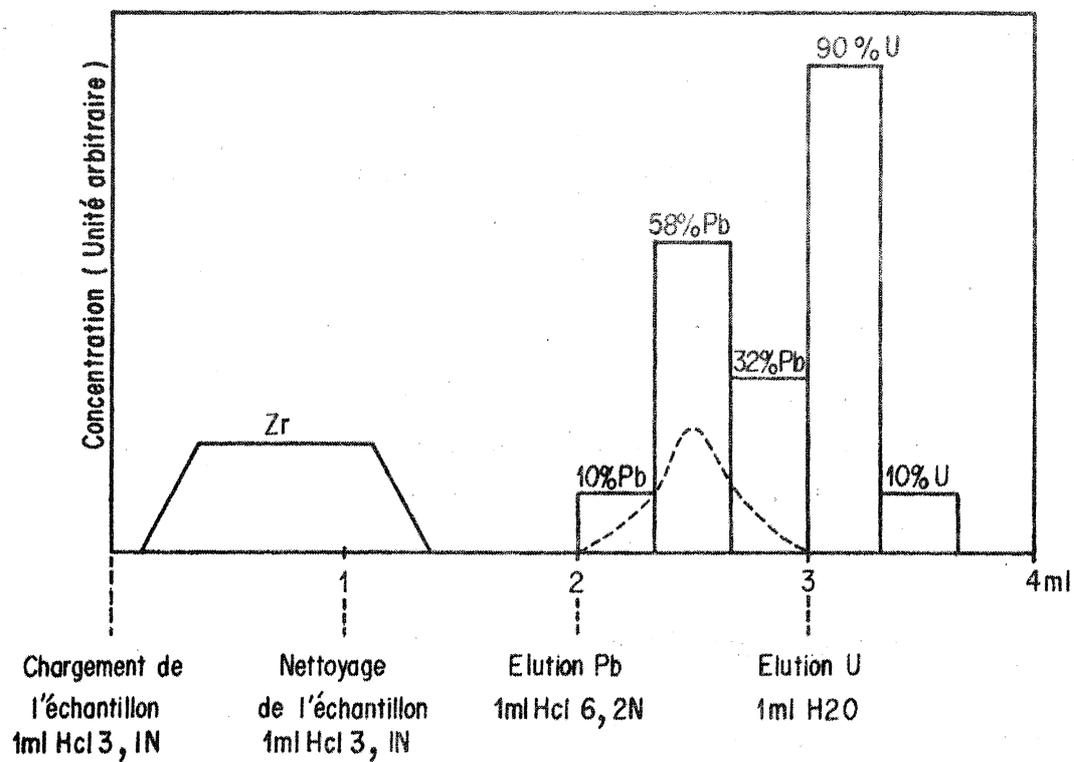


Fig. 4 : Représentation schématique de la procédure de séparation de U et Pb sur résine.

(d'après KROGH, 1973).

b) 1 ml HCl (3,1 N) permet d'éliminer le zirconium qui se trouve encore retenu dans la résine,

c) Le plomb est élué par 1 ml HCl (6,2 N),

d) L'uranium est élué par 1 ml H₂O.

Après cette procédure, nous obtenons donc quatre solutions :

- Une solution servant à la détermination de la composition isotopique du plomb,
- une solution servant à la mesure de la teneur en plomb,
- et deux solutions, pour la détermination de la teneur en uranium.

Après la séparation sur colonne, ces quatre solutions sont évaporées jusqu'à sec.

Immédiatement avant l'analyse au spectromètre, les sels de plomb et d'uranium sont dissouts dans 1 goutte HNO₃ (0,1 N), et les solutions sont chauffées durant quelques minutes.

II.4. Procédure spectrométrique.

Le spectromètre de masse utilisé pour les mesures est un spectromètre THOMSON THN 206 (30 cm de rayon, 60° de secteur, opérant à 10 KV). Les ions sont recueillis sur une cage de Faraday ; les signaux sont amplifiés par un électromètre CARY 401 M et numérisés sur voltmètre digital. L'acquisition et le traitement des données, sont effectués par un ordinateur HEWLETT-PACKARD, "on-Line". La préparation des émissions (focalisation, centrage des pics, recherche d'une éventuelle contribution, etc.), ainsi que leur contrôle, est effectué à l'aide d'un enregistreur. La sélection des masses est commandée par un système de "peak-switching".

La procédure spectrométrique est différente selon les deux éléments à analyser.

a) Les dépôts de plomb sont effectués sur un filament de rhénium.

Les potentiels d'extraction du plomb et du rhénium étant respectivement de 7,38 et 4,80eV, le rendement d'ionisation est faible ; ce rendement pourrait être augmenté en portant le filament à des températures élevées, si le plomb n'était pas très volatil.

Pour pallier cet inconvénient, le filament de rhénium peut être recouvert d'un film de silicagel. (AKISHIN et al. 1957 ; CAMERON et al., 1969), sur lequel est déposé le plomb ; à haute température le silicagel forme un verre, et il est ainsi possible d'obtenir une émission de plomb, à la fois intense et durable.

La procédure de chargement de l'échantillon est la suivante :

- 1- Le filament de rhénium (préalablement dégazé dans une enceinte, sous vide, pendant 2-3 heures à 4A) est lentement porté au rouge (2,8A).
- 2- Quelques gouttes (2µl à 3µl) de Silicagel sont déposées au centre du filament et évaporées, sans aller jusqu'à sec (0,5 A).
- 3- La solution de plomb est déposée sur le silicagel et évaporée (0,5 A).
- 4- Une goutte d'acide phosphorique (1µl) (0,75 N) est ensuite ajoutée.
- 5- Le filament est chauffé lentement jusqu'à apparition des premières fumées blanches d'acide phosphorique ; après disparition des vapeurs, le filament est porté au rouge (2,8 - 3 A).
- 6- Le filament est chargé immédiatement dans le spectromètre.

Tous les dépôts sont effectués à l'aide d'une seringue munie d'un cathéter en polyéthylène.

Lorsque le vide a atteint une valeur inférieure à 10^{-6} Torr dans la source, le filament est porté en l'espace d'une minute de 0 à 1250°C (température contrôlée au pyromètre optique). Lorsque la haute tension est établie, l'émission du plomb est, dans la plupart des cas, assez intense pour permettre l'enregistrement (quelques volts).

Dans le cas des compositions isotopiques du plomb, les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont pris en début et en fin d'émission.

- b) Les dépôts d'uranium sont effectués sur filament de tantale oxydé. Après chargement dans le spectromètre, le filament est chauffé par paliers successifs jusqu'à 2,5 - 2,7 A.

III. PROCEDURES UTILISEES CONTRE LA CONTAMINATION.

L'un des problèmes critiques de la méthode U-Pb est la contamination des solutions par le plomb. Durant les manipulations, il existe deux sources possibles de contamination en plomb :

- D'une part, le plomb de l'atmosphère (plomb tétraéthyle),
- d'autre part, le plomb contenu dans les réactifs.

1) Afin de lutter contre la pollution atmosphérique, un laboratoire spécialement réservé à la chimie du plomb a été édifié à l'intérieur du laboratoire "rubidium-strontium" déjà équipé d'un sas d'entrée et soumis à une surpression d'air filtré ; les deux laboratoires étant séparés par un second sas d'entrée. Toutes les manipulations y sont effectuées sous une hotte. Les évaporations sont faites dans des boîtes à évaporation en Téflon, sous lampe chauffante (Fig. 3). Ces boîtes à évaporation sont alimentées par un flux d'azote.

2) Pour obtenir des réactifs à faible teneur en plomb, nous utilisons, successivement, deux procédés de purification :

- Les réactifs sont distillés une première fois dans une ampoule à distiller en quartz (quartex),
- Puis, ils sont purifiés une seconde fois selon la technique du "subboiling" (Fig. 5) (MATTINSON, 1971). Cette technique consiste à chauffer le réactif contenu dans le flacon, en dessous de son point d'ébullition et à condenser la vapeur sur les parois froides d'un flacon récepteur, les deux flacons étant reliés par un joint en Téflon.

L'eau, tridistillée, subit uniquement une nouvelle purification dans l'ampoule en quartz.

L'acide phosphorique (0,75 N) est obtenu par dissolution de P_2O_5 dans l'eau.

Dans le tableau 1 sont reportées les teneurs en plomb ("blancs") des différents réactifs utilisés.

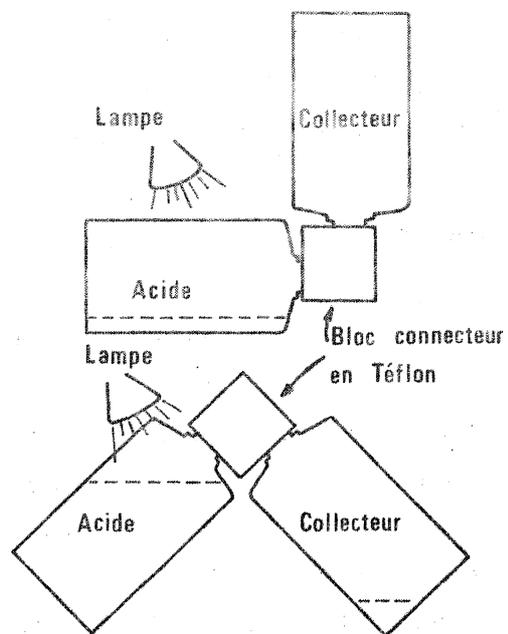


Fig. 5 : Distillation des réactifs par "subboiling" (d'après Mattinson. 1971).

3) Entre chaque manipulation, le matériel utilisé lors de la procédure chimique doit être nettoyé avec précaution afin d'éviter les contaminations en plomb actuel, et aussi en plomb radiogénique de la manipulation antérieure.

- Les bombes d'attaque en Téflon (Fig. 1) sont nettoyées d'abord dans HBr (1N), puis en milieu chlorhydrique. Elles sont ensuite remplies par 1cc HCl (6,2N) et 1cc HF (48%), glissées dans leur jaquette en acier, et placées à l'étuve pendant 24 heures à 200°C (ce lavage est répété deux fois).

Ce nettoyage est d'une grande importance, car du fait de la porosité du Téflon, de l'uranium et du plomb radiogénique, peuvent s'accumuler dans les parois de la bombe.

- Les colonnes (Téflon FEP) ainsi que les béchers (Téflon PTFE) sont nettoyés dans HBr (1N) puis dans HCl (6,2N).

- Le lot de résine utilisée a été nettoyé plusieurs fois en milieu chlorhydrique, puis stocké dans HCl (3,1N). Une nouvelle colonne de résine est fabriquée avant chaque manipulation.

Nous avons effectué des "blancs" correspondant aux différents stades de la manipulation, afin de pouvoir apprécier la contribution respective de chacun au blanc total. Ces blancs ont été effectués en ajoutant aux différentes solutions une quantité connue de "spike" dilué.

La mesure de la contamination due au dépôt sur le filament a été effectuée en déposant sur ce dernier du silicagel, de l'acide phosphorique et une quantité connue de "spike" dilué ; ce "blanc" de dépôt est de l'ordre de 0,030 ng.

Deux "blancs" de colonne, correspondant à la contamination due à la résine, aux réactifs utilisés lors de l'élution et aux béchers, ont donné des valeurs de 6,5 ng et 0,145 ng de plomb de contamination.

Deux "blancs" totaux correspondant à une manipulation complète (attaque en bombe + ajout des "spikes" + passage sur colonne) donnent quant à eux des quantités de plomb de contamination de 6,5 ng et 8,5 ng.

IV. REPRODUCTIBILITE DES MESURES.

La reproductibilité des mesures a été testée de deux manières. Tout d'abord, en analysant plusieurs fois le même lot de zircons et en comparant leur rapport U/Pb*. La reproductibilité de ce rapport est en effet fonction de la précision, lors de la dilution isotopique :

- sur la pesée,
- sur les teneurs en U et en Pb des "spikes",
- sur les quantités de "spike" ajoutées,
- sur la mesure au spectromètre de masse,

et aussi de la précision sur la mesure de la composition isotopique du plomb du zircon, nécessaire au calcul de la teneur en plomb.

Nous avons affectué des "doubles" sur quatre fractions de zircons des gneiss d'Icart ; les résultats sont reportés dans le Tableau 2. L'erreur sur le rapport U/Pb* varie de 0,4% à 1,9%.

Ensuite, nous avons procédé périodiquement à l'analyse de différents standards (SRM 981, 982, 983). Les valeurs obtenues peuvent ainsi être comparées aux valeurs certifiées ou obtenues dans d'autres laboratoires, mais elles constituent surtout un contrôle périodique du spectromètre, dont le fonctionnement peut varier dans le temps.

Les valeurs obtenues pour ces différents standards sont reportées dans le Tableau 3.

V. PRINCIPE DES CALCULS.

1) Composition isotopique du plomb radiogénique.

Les mesures sont effectuées sur l'aliquote non "spikée" et l'on détermine les rapports $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. De ces rapports se déduisent aisément la composition isotopique en plomb total. En supposant que tout le ^{204}Pb est du plomb commun, la composition en isotopes radiogéniques est calculée comme suit :

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{206}\text{Pb total} - ^{204}\text{Pb} \times \left(\frac{^{206}}{^{204}} \right) \text{ commun.}$$

Tableau 1

Réactif	Teneur en plomb (10^{-9} g/ml)
HF (48%)	0,052
H Cl (6,2 N)	0,019 - 0,038
HNO ₃ (16 N)	0,044
H ₂ O	0,066 - 0,072

Tableau 2

Fraction	U/Pb [*] ₁	U/Pb [*] ₂	Δ U/Pb [*] / U/Pb [*]
Icart	3,082	3,024	0,019
Icart	3,236	3,250	0,0043
Icart	3,381	3,424	0,0123
Icart	3,553	3,567	0,0039

TABLEAU 3

- Résultats obtenus sur les standards NBS 981, 982 et 983.

STANDARD	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$
NBS 981	0,058895 \pm 0,000072	0,91440 \pm 0,00074	2,1635 \pm 0,0020
"	0,059147 \pm 0,000234	0,91475 \pm 0,00042	2,1655 \pm 0,0008
"	0,058700 \pm 0,000116	0,91542 \pm 0,00108	2,1675 \pm 0,0024
"	0,059025 \pm 0,000097	0,91477 \pm 0,00032	2,1648 \pm 0,0017
"	0,058978 \pm 0,000105	0,91434 \pm 0,00094	2,1674 \pm 0,0009
NBS 981 Valeurs moyennes.	0,05895 \pm 0,00032	0,91474 \pm 0,00085	2,1657 \pm 0,0034
NBS 981 Valeurs certifiées.	0,059042 \pm 0,000037	0,91464 \pm 0,00033	2,1681 \pm 0,0008
NBS 982	0,027224 \pm 0,000098	0,46652 \pm 0,00294	1,00120 \pm 0,00230
"	0,027201 \pm 0,000020	0,46723 \pm 0,00017	1,00037 \pm 0,00072
"	0,027205 \pm 0,000037	0,46712 \pm 0,00115	1,00048 \pm 0,00170
"	0,027226 \pm 0,000069	0,46715 \pm 0,00060	1,00072 \pm 0,00123
"	0,027126 \pm 0,000066	0,46822 \pm 0,00060	1,00393 \pm 0,00383
"	0,027069 \pm 0,000208	0,46941 \pm 0,00163	1,00509 \pm 0,0021
"	0,027157 \pm 0,000134	0,46659 \pm 0,00029	0,99583 \pm 0,00219
NBS 982 Valeurs moyennes.	0,027173 \pm 0,00012	0,46746 \pm 0,0020	1,00109 \pm 0,0060
NBS 982 Valeurs certifiées.	0,027219 \pm 0,000027	0,46707 \pm 0,00020	1,00016 \pm 0,00036
NBS 983	0,000381 \pm 0,000009	0,071200 \pm 0,000055	0,013662 \pm 0,000040
"	0,000383 \pm 0,000003	0,071205 \pm 0,000039	0,013650 \pm 0,000045
"	0,000397 \pm 0,000005	0,071265 \pm 0,000033	0,013665 \pm 0,000031
"	0,000390 \pm 0,000004	0,071249 \pm 0,000067	0,013659 \pm 0,000047
NBS 983 Valeurs moyennes.	0,000388 \pm 0,000014	0,071230 \pm 0,00006	0,013659 \pm 0,000012
NBS 983 Valeurs certifiées.	0,000371 \pm 0,000020	0,071201 \pm 0,000040	0,013619 \pm 0,000024

2) Teneur en plomb total.

La teneur en plomb total est obtenue à partir de l'aliquote "spikée" dont on détermine les rapports $\left(\frac{208}{206}\right)_{\text{conc}}$ et $(207/206)_{\text{conc}}$; à partir de ces deux rapports, de la composition isotopique du plomb et de celle du "spike" utilisé, il est possible de déterminer la concentration en plomb de l'échantillon; on peut écrire :

$$\text{Pb total} = \frac{\text{BE} - \text{DF}}{\text{AF} - \text{EC}} \times 0,01 \text{ volume de "spike".}$$

où : $A = (208/206)_{\text{conc}} \times \% 206_{\text{cp}} - \% 208_{\text{cp}}$ (cp = composition isotopique).

$$B = (207/206)_{\text{conc}} \times 206_{\text{spike}} (\text{poids}) - 207_{\text{spike}} (\text{poids}).$$

$$C = (207/206)_{\text{conc}} \times \% 206_{\text{cp}} - \% 207_{\text{cp}}$$

$$D = (208/206)_{\text{conc}} \times 206_{\text{spike}} (\text{poids}) - 207_{\text{spike}} (\text{poids}).$$

$$E = \% 208_{\text{commun}} - (208/206)_{\text{conc}} - \% 206_{\text{commun}}$$

$$F = \% 207_{\text{commun}} - (207/206)_{\text{conc}} - \% 206_{\text{commun}}$$

VI. PRECISION DES MESURES.

La précision interne sur les rapports mesurés au spectromètre de masse, exprimée en terme d'erreur à 2σ de la moyenne est :

- mesures effectuées à Bruxelles (granite de Moëlan) :

$$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} : \underline{+} 0,06\% \text{ à } \underline{+} 0,26\%$$

$$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} : \underline{+} 0,5\% \quad (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 645) \\ \underline{+} 6,5\% \quad (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1618)$$

Les mesures effectuées au laboratoire de l'Université libre de Bruxelles (S. DEUTSCH, Ph. VIDAL) ont été réalisées par la technique classique (fusion au borax, extraction à la dithizone); cette technique, maintenant délaissée, était moins précise et moins propre que les nouvelles techniques que nous avons mises en oeuvre.

- Mesures effectuées à Rennes :

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} : \pm 0,02\% \text{ à } 0,5\%$$

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} : \pm 1,5\% \text{ à } \pm 3\%$$

L'erreur sur les rapports $^{206}*/^{238}$ et $^{207}*/^{235}$ dépend d'une part de l'erreur sur les rapports précédents et d'autre part de l'incertitude sur la détermination des concentrations en uranium et en plomb. L'incertitude sur ces rapports est :

- Mesures effectuées à Bruxelles :

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} : \pm 2\%$$

$$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} : \pm 2,5\% \text{ à } \pm 4,8\%$$

- Mesures effectuées à Rennes :

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = \pm 0,8\% \text{ à } \pm 1,1\%$$

$$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} = \pm 1\% \text{ à } \pm 1,7\%$$

Les rapports isotopiques du plomb, utilisés pour la correction de plomb commun sont les suivants :

- gneiss d'Icart : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,0$

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

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

- granite de Moëlan et granodiorite de Port-Manech :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,7$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,9$$

Les âges apparents et les courbes Concordia ont été calculés avec les constantes :

$$\lambda \text{ U}^{238} = 1,537 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda \text{ U}^{235} = 9,722 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\text{U}^{238}/\text{U}^{235} = 137,8.$$

TROISIEME PARTIE

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE
PAR LA METHODE URANIUM-PLOMB
DES GNEISS D'ICART (ILE DE GUERNESEY)

I. INTRODUCTION.

Dans le Nord du Massif Armoricaïn, de nombreuses reliques d'un socle antérieur au Briovérien ont été mises en évidence sur la base d'arguments pétrographiques ou structuraux :

- à Guernesey et Aurigny (ROACH, 1957) ;
- du Trégor au Cap de la Hague (J. COGNÉ, 1962) ;
- dans le Trégor (VERDIER, 1968 ; AUVRAY, travaux en cours).

et par des arguments géochronologiques :

- à Guernesey et Aurigny (ADAMS, 1967) ;
- au Cap de la Hague (LEUTWEIN et al., 1973) ;
- dans le Trégor (AUVRAY et VIDAL, 1973).

Cependant, les études géochronologiques effectuées par la méthode rubidium-strontium, ne permettent pas de tirer des conclusions précises quant à l'âge des formations étudiées, du fait de la dispersion des points expérimentaux dans le diagramme d'évolution isotopique. Cette dispersion peut être due au fait que, dans un même ensemble, les différents échantillons ne sont pas demeurés en système clos depuis leur formation. Nous disposons actuellement de deux méthodes radiométriques qui permettent, sous certaines conditions, de s'affranchir de la règle du système clos et d'obtenir l'âge réel de la formation :

- la méthode Pb-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f \cdot ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) appliquée aux roches totales (MOORBATH, 1975).
- La méthode U-Pb appliquée aux zircons, dont nous avons vu précédemment les principes.

Nous avons tenté d'appliquer cette méthode à la datation de la principale relique de socle, antécadomien, les gneiss d'Icart (Ile de Guernesey), qui avaient été déjà étudiés par la méthode rubidium-strontium (ADAMS, 1967).

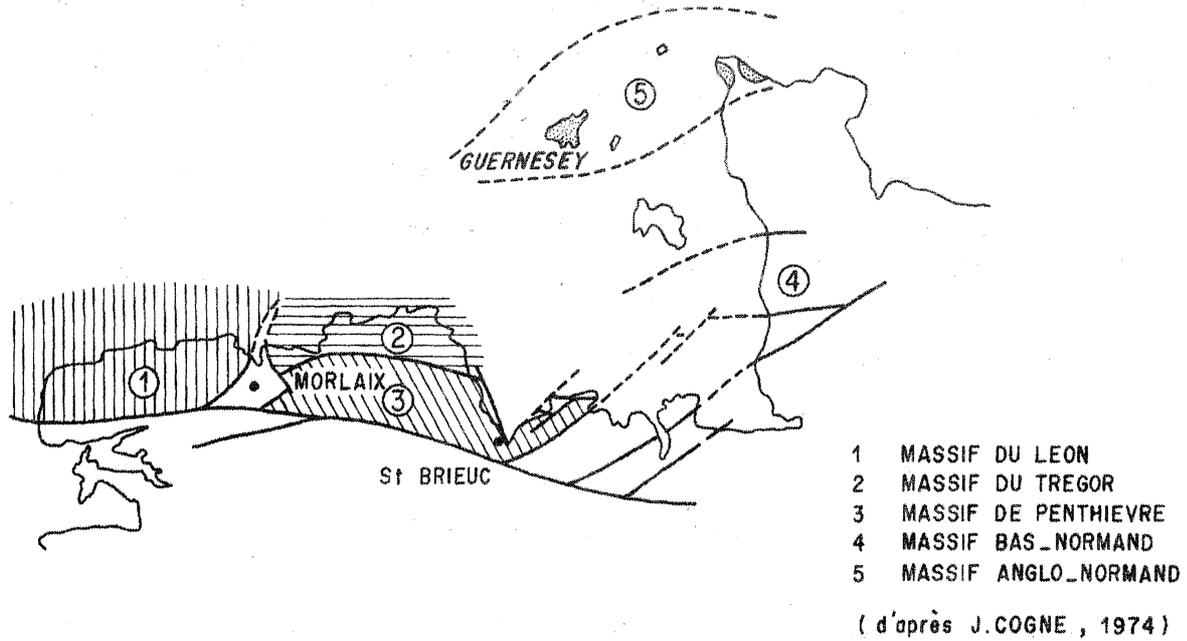


Figure 1 : Le domaine domnonéen.

Noyaux de socle cadomien, à coeur pentévrien ou plus ancien, séparés par des couloirs tectoniques hercyniens.

II. CADRE GÉOLOGIQUE

L'île de Guernesey est située géologiquement, dans le massif anglo-normand, l'un des nombreux noyaux de socle du domaine domnonéen (J. COGNE, 1972) (fig. 1).

Ce domaine nord-armoricaïn, qui s'étend du Léon au Cotentin est caractérisé par la présence d'éléments juxtaposés d'un socle précambrien, séparés par des couloirs tectoniques.

Si pour l'essentiel les terrains constituant ce socle sont constitués de séries détritiques et volcaniques briovériennes-métamorphiques et polystructurales - ainsi que d'éléments cristallins mis en place durant le cycle orogénique cadomien, il a été possible de reconnaître au sein de ces formations briovériennes les résidus d'un socle plus ancien, témoins d'un orogène antécadomien : le Cycle Pentévrien.

D'après les études géologiques de ROACH (1957), l'île de Guernesey peut être divisée en deux ensembles (Fig. 2) :

- Un ensemble métamorphique, coupé de nombreuses intrusions de roches ignées, qui occupe la partie méridionale de l'île.
- Au Nord, un ensemble constitué essentiellement de roches endogènes.

II.1. LE COMPLEXE METAMORPHIQUE DU SUD.

Ce complexe est formé de différents gneiss, séparés les uns des autres par des bandes de roches sédimentaires, A l'intérieur de ce complexe, la succession des évènements est la suivante :

- a) Dépôt des sédiments, avec intercalations de roches basiques, que l'on observe sous forme de métaquartzites, de micaschistes et d'amphibolites.

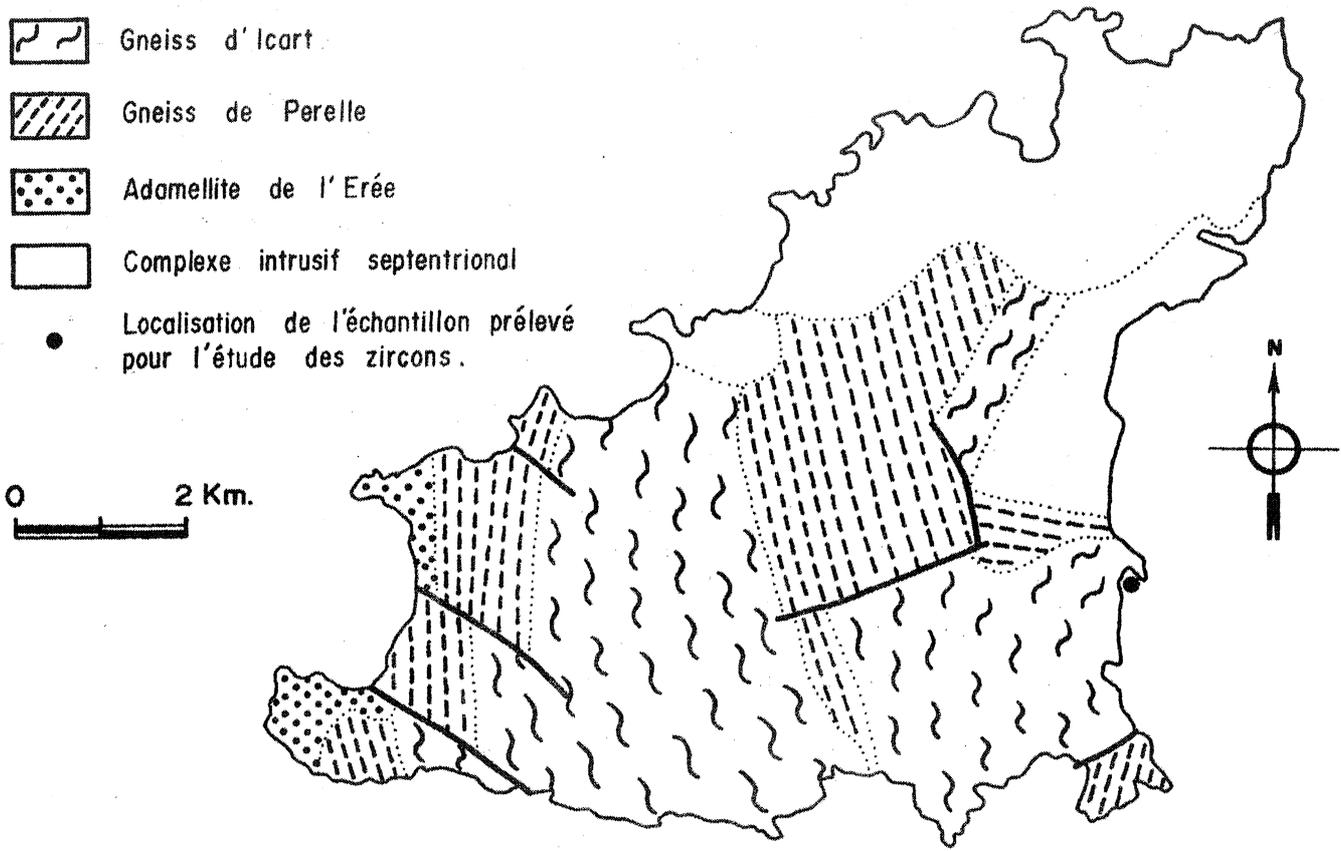


Figure 2 : Carte géologique simplifiée de l'Ile de Guernesey.

b) Développement de gneiss et mise en place de granites, synchrones d'une première phase de plissement et de métamorphisme (faciès cordiérite-amphibolite) :

- Les gneiss de Castle Cornet et de Pea Stack, formés par migmatitisation puis feldspathisation des sédiments.
- Les gneiss d'Icart, résultant d'une intrusion granitique syn-tectonique.
- Les gneiss de Perelle et de Doyle, résultant d'intrusions granodioritiques.

c) Seconde phase de plissement et de métamorphisme (faciès schistes verts).

d) Dépôt des sédiments de Pleinmont considérés comme des sédiments briovériens.

e) Métamorphisme et déformation associés à l'intrusion du complexe plutonique du Nord.

Dans ce complexe métamorphique du Sud, on trouve des intrusions de roches ignées (Cadomien I) : ce sont l'Adamellite de l'Erée (660 ± 25 MA^{*}, ADAMS, 1967) dans laquelle on observe de larges panneaux de sédiments de Pleinmont et la granodiorite de Capelle.

L'existence d'un métamorphisme régional bien développé et de structures approximativement N-S avant le dépôt des sédiments de Pleinmont, suggère que l'ensemble gneissique de Guernesey est le témoin d'un socle antécadomien.

II.2. LE COMPLEXE PLUTONIQUE DU NORD.

Au Nord du complexe précédent, se trouve un ensemble plutonique constitué de nombreuses intrusions, postérieures au dépôt des sédiments de Pleinmont et d'âge cadomien (Cadomien II).

* Ages obtenus en utilisant la constante (^{87}Rb) $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$

On y distingue, par ordre de mise en place :

- le gabbro de St-Peter Port
- la diorite de Bordeaux
- La granodiorite de Chouët
- la granodiorite de l'Ancrese et l'Adamellite de Cobo.

L'âge obtenu pour l'adamellite de Cobo, la plus récente de ces intrusions est de 570 ± 15 MA.

L'île de Guernesey est donc constituée d'un socle cadomien - composé de sédiments briovériens et d'un ensemble cristallin - et d'un socle plus ancien.

III. ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES ANTERIEURES.

Dans le cadre de ses travaux géochronologiques portant sur diverses formations du socle de la partie septentrionale du Massif Armoricaïn, ADAMS (1967) a étudié le complexe gneissique du Sud de l'île de Guernesey. Pour cette étude, ADAMS a choisi les gneiss d'Icart, dont l'origine intrusive syntectonique est suggérée par une homogénéité de composition et la présence aux bordures de contacts intrusifs.

L'isochrone déterminée par la méthode rubidium-strontium donne un âge de 2320 ± 150 MA pour tous les échantillons des gneiss d'Icart (fig. 3). Les points représentatifs des différents échantillons montrent cependant une grande dispersion qui peut être due au fait que les échantillons n'ont pas le même rapport isotopique initial, ce qui semble improbable du fait du caractère intrusif de cet ensemble, ou bien qu'ils ne se sont pas comportés en système clos depuis leur formation, hypothèse retenue par ADAMS. L'âge de 2320 MA n'a donc aucune signification géologique. ADAMS remarque cependant que les points tendent à se placer sur deux isochrones, l'une donnant un âge de 2620 ± 50 MA ("older group"), l'autre donnant un âge de 1960 ± 140 MA ("younger group"), avec des rapports initiaux respectivement de 0,7016 et 0,7028 ; de plus, l'âge le plus ancien est obtenu à partir des échantillons de bordure, alors que l'âge le plus jeune correspond aux échantillons du centre du complexe gneissique.

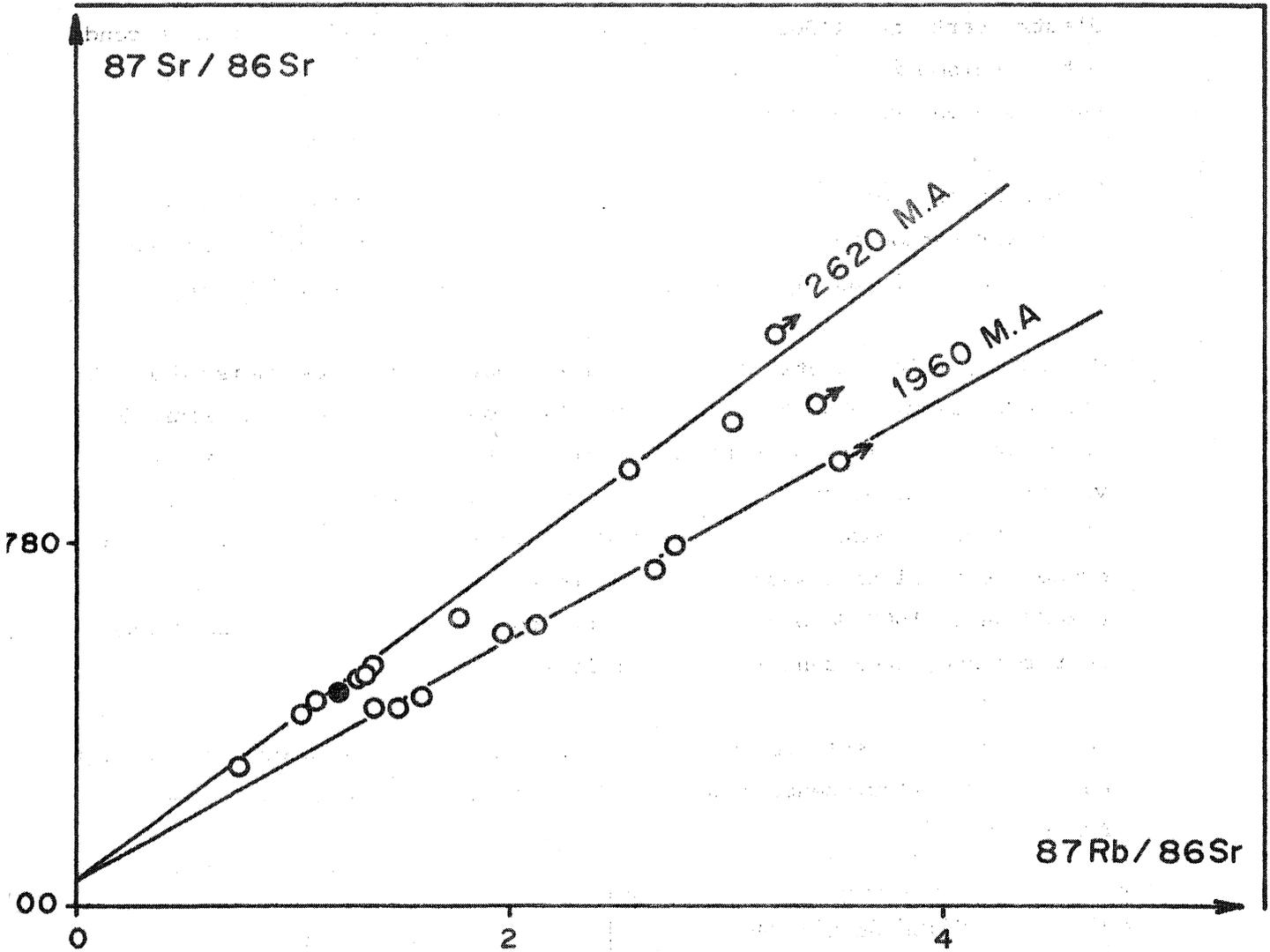


Figure 3 : Isochrones de roches totales obtenues par ADAMS sur les gneiss d'Icart.
 Le point (●) correspond à l'échantillon dont ont été extraits les zircons.

Malgré la dispersion des points expérimentaux, ADAMS donne une interprétation géologique de ces deux isochrones. Il considère d'une part, que l'âge de 2620 ± 50 MA est l'âge vrai des gneiss d'Icart, formés durant la première phase de déformation et de métamorphisme régional, d'autre part, que l'âge de 1960 ± 140 MA reflète l'influence d'un second métamorphisme régional, au cours duquel le centre du complexe ne serait pas resté en système clos.

Se basant sur ces données, ROACH et al. (1972) ont poussé plus loin l'interprétation géologique de ces âges, en les attribuant à deux événements orogéniques, l'Icartien (2600 MA) et le Lihouen (2000 MA).

Cependant, l'interprétation des résultats obtenus sur les gneiss d'Icart doit être examinée de façon critique. Si l'on se reporte à la figure 3, on constate que la dispersion des points est telle qu'il est vain de vouloir déterminer avec précision l'âge de la formation de ces gneiss, et qu'il est encore plus hasardeux d'y voir la trace de deux événements orogéniques. Il nous semble donc que tout au plus les deux isochrones à 2620 MA et 1960 MA peuvent-elles être considérées comme des isochrones de référence, indiquant les âges limites de mise en place.

Néanmoins, ces résultats ont été les premiers arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'un socle ancien, antécadomien, dans le Massif Armoricain.

IV. DESCRIPTION DE L'ECHANTILLON.

Un échantillon constitué d'un seul bloc d'environ 50 kg a été prélevé à "Soldiers Bay", au Sud de ST-Peter Port (Fig. 2), à proximité du contact entre les gneiss d'Icart et les gneiss de Perelle.

La roche est un gneiss, homogène, à grain grossier, présentant des mégacristsaux de feldspath et une foliation soulignée par des lits biotitiques contournant ces mégacristsaux.

A l'examen microscopique, cette roche présente les caractères d'un granite à structure porphyroïde, très déformé. Les porphyroblastes de feldspath potassique (orthose et microcline) se développent dans une matrice grenue essentiellement constituée de quartz en mosaïque et de cristaux de plagioclase (An 15). Des lits biotitiques se moulent sur les porphyroblastes feldspathiques ou constituent des nids dans la matrice quartzique.

V. DESCRIPTION DES ZIRCONS.

Les caractéristiques de chaque population de zircons ont été établis sur la base de critères morphologiques d'une part, et d'autre part selon leur typologie en utilisant la classification proposée par PUPIN et TURCO (1972).

Du point de vue morphologique, les caractères examinés sont les suivants :

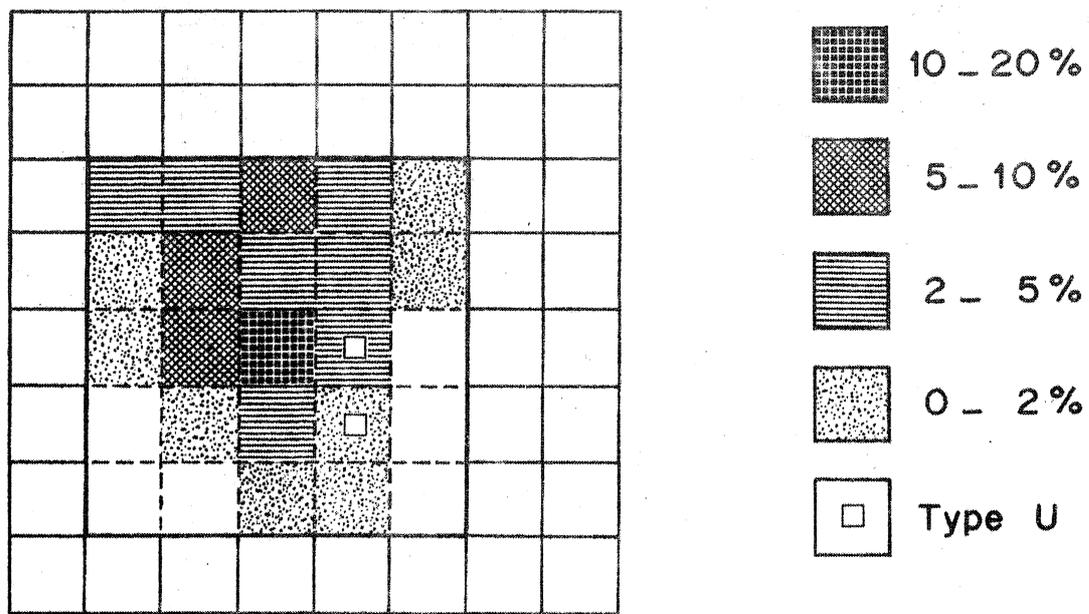
- | | |
|------------------------------|--------------------------------|
| - a : Couleur | - e : Zonage |
| - b : Elongation | - f : phénomènes de croissance |
| - c : Degré d'arrondissement | - g : groupements cristallins |
| - d : Inclusions | - h : fractures. |

Ces caractères sont notés : a, b, c, d, etc..., pour chaque population.

V.1. Morphologie.

(Planche photographique n°1).

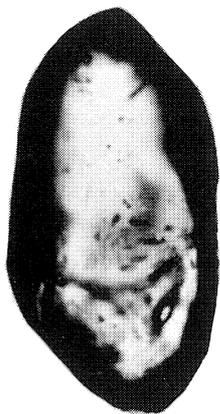
- a : les zircons sont faiblement colorés et très limpides.
- b : ils sont peu allongés.
- c : Dans cette population, les cristaux sont automorphes à sub-automorphes, avec quelques zircons arrondis ; plus rarement sub-ovoïdes.
- d : Peu d'inclusions dans les cristaux.
- e : Les cristaux zonés représentent environ 15% de la population. Le zonage est en général peu accusé.
- f : Les zircons à "noyaux" sont peu abondants (environ 2% de la population).
- g : Les groupements cristallins sont exceptionnels. Seul le type multiple a été observé.
- h : La fracturation des cristaux est peu importante.



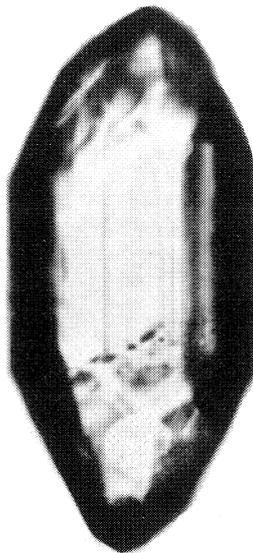
IA = 404

IT = 428

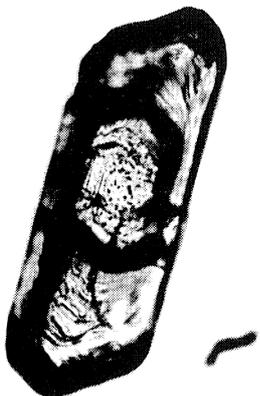
Fig. 4 : Répartition typologique des zircons des gneiss d'Icart.



1



2



3



4



5

Photo n° 1. Zircon arrondi.

- " n° 2. Zircon subautomorphe et limpide, montrant une prédominance de la pyramide (211) sur (101).
- " n° 3. Zircon allongé, à noyau subautomorphe zonné, présentant des inclusions. Le cortex est également zonné.
- " n° 4. Zircon subautomorphe ; développement égal des prismes (110) et (100) et des pyramides (101) et (211).
- " n° 5. Fraction 45-53 μ . (x230).

Planche photographique n°1. Les zircons des gneiss d'Icart.



TABLEAU 1 : Résultats analytiques obtenus sur les zircons des gneiss d'Icart.

Fraction	CONCENTRATION (ppm)		RAPPORTS ISOTOPIQUES MESURES			RAPPORTS ISOTOPIQUES CALCULES			AGES APPARENTS (au M.A.)		
	U	Pb*	206/204	207/206	208/206	207*/206*	207*/235	206*/238	207*/206*	207*/235	206*/238
> 74μ	388,9	128,6	3158	0,12580	0,044096	0,12159	5,5885	0,3333	2010	1919	1872
- 74μ + 53μ	440,7	136,0	2856	0,12583	0,046350	0,12118	5,1927	0,3108	2005	1878	1760
- 53μ + 45μ	466,5	143,0	3241	0,12341	0,050559	0,11929	5,0619	0,3078	1977	1855	1747
- 45μ + 37μ	478,0	139,6	3939	0,12369	0,046452	0,11861	4,8267	0,2951	1967	1812	1683
< 37μ	516,2	144,7	2211	0,12339	0,044390	0,11734	4,6081	0,2842	1946	1775	1639

Plomb commun de correction :

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

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

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

V.2. Typologie.

Le diagramme de répartition typologique (fig. 4) est caractérisé par :

- la prédominance du type S sur le type U.
- la répartition sans discontinuité entre les sous-types.
- l'étalement assez important tant selon IA que selon IT.

Les coordonnées moyennes de la population sont respectivement :

$$\overline{IA} = 404$$

$$\overline{IT} = 428$$

Ce point se place dans le champ des granodiorites.

VI. RESULTATS ANALYTIQUES U-Pb

L'étude géochronologique a été effectuée sur 5 fractions de zircons non magnétiques, de taille différente. Les résultats des analyses isotopiques et les âges apparents sont reportés dans le tableau 1.

Du fait de la similitude morphologique, déjà notée, entre les zircons des différentes fractions, il n'est pas possible d'établir de corrélation entre le degré de discordance et un caractère particulier des zircons, hormis leur taille. Le degré de discordance est en effet directement lié à celle-ci : les fractions les plus fines sont les plus riches en uranium et donnent les âges les plus discordants - fait qui a été observé pour la première fois par SILVER et DEUTSCH (1961).

Cependant, la constatation la plus frappante est sans nul doute le faible degré de discordance.

Ceci est surprenant de la part de zircons d'un ensemble ayant subi une histoire tectonométamorphique aussi complexe que celle des gneiss d'Icart.

Les âges apparents discordants ainsi que la distribution linéaire des points représentatifs des zircons dans le diagramme Concordia (Fig. 5) démontrent toutefois que les systèmes uranium-plomb des zircons ont été perturbés ; nous envisageons plus loin les causes possibles de cette perturbation.

VII. DISCUSSION DES RESULTATS U-Pb

La meilleure droite passant par les points expérimentaux des zircons (Fig. 5) recoupe la Concordia à 2060 ± 15 MA et à 617 ± 90 MA. L'incertitude sur cette dernière valeur est due au fait que les points expérimentaux sont peu discordants. Pour les mêmes raisons - bon arrangement linéaire des points et faible degré de discordance des points expérimentaux - l'intersection supérieure est définie avec une excellente précision. Nous avons vu précédemment que l'on s'accorde généralement à considérer l'intersection haute, dans le cas d'un matériel orthodérivé, comme l'âge de la mise en place. En outre, la similitude typologique des zircons étudiés, associée au bon arrangement linéaire des points, permet de rejeter l'hypothèse de la présence de zircons hérités. Aussi, l'âge de 2060 MA doit être considéré comme l'âge de la formation des zircons des gneiss d'Icart ; cet âge sera comparé plus loin aux âges obtenus par ADAMS, sur ces mêmes gneiss, par la méthode rubidium-strontium.

Différents processus peuvent être envisagés pour rendre compte du schéma de discordance :

. *Perte de plomb actuelle*

La meilleure droite ne passe pas par l'origine ; ceci, exclue une perte récente de plomb radiogénique, due à l'altération, ou une perte de plomb (ou d'uranium) durant la procédure chimique.

. *Diffusion continue*

Sur la fig. 6, nous avons reporté la droite passant par les points expérimentaux, ainsi que les courbes de diffusion continue de TILTON (1960) ($D_{\infty} = D_0$) et de WASSERBURG (1963) ($D_{\infty} = D(t)$), dans un diagramme Concordia.

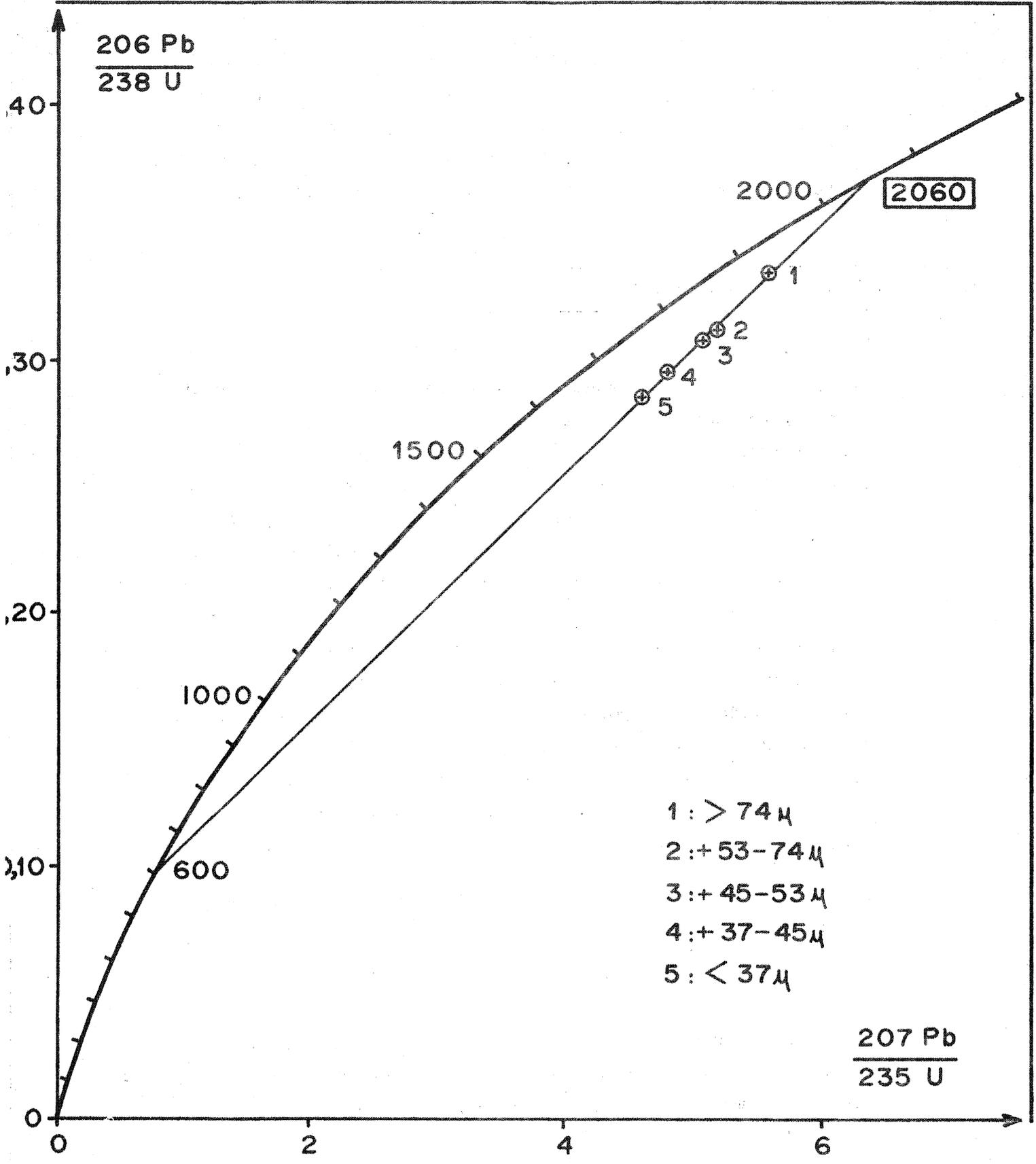


Figure 5 : Les zircons des gneiss d'Icart.

Dans le domaine de répartition des points expérimentaux, étant donné leur degré de concordance relativement élevé, les courbes de diffusion continue sont très proches de la meilleure droite. On ne peut donc tirer de cette répartition des points aucun argument relatif au mécanisme responsable de la discordance.

. *Crise épisodique*

Des modèles simples qui tiennent compte de l'influence de l'orogénèse cadomienne peuvent être envisagés pour expliquer le schéma de discordance. On sait, en effet, que le plutonisme cadomien est très développé à Guernesey (Adamellite de l'Erée : 660 MA ; Adamellite de Cobo : 570 MA). En outre, tous les âges sur minéraux (Rb/Sr et K/Ar) sont compris entre 600 et 500 MA et témoignent de l'importance des flux thermiques cadomiens. L'âge obtenu par l'intersection basse de la meilleure droite à travers les points expérimentaux avec la Concordia peut donc correspondre à l'âge d'une crise épisodique ayant affecté les gneiss d'Icart.

1) Tout d'abord, comme l'ont fait remarquer STEIGER et WASSERBURG (1966), on peut imaginer que les différentes fractions de zircons représentent des mélanges en proportions variables de deux phases concordantes, l'une ancienne, à 2060 MA, l'autre récente, à 600 MA. Cette dernière pourrait être :

- soit une population distincte de zircons, mélangée aux zircons anciens par le biais du tamisage ;
- soit une nouvelle croissance de cristaux, autour des zircons anciens constituant le "noyau".

Cependant, l'examen microscopique des zircons n'apporte aucun argument pouvant confirmer cette hypothèse ; ni zircons à "noyaux", ni zircons à surcroissance ne sont présents dans les populations étudiées, qui de plus, sont homogènes.

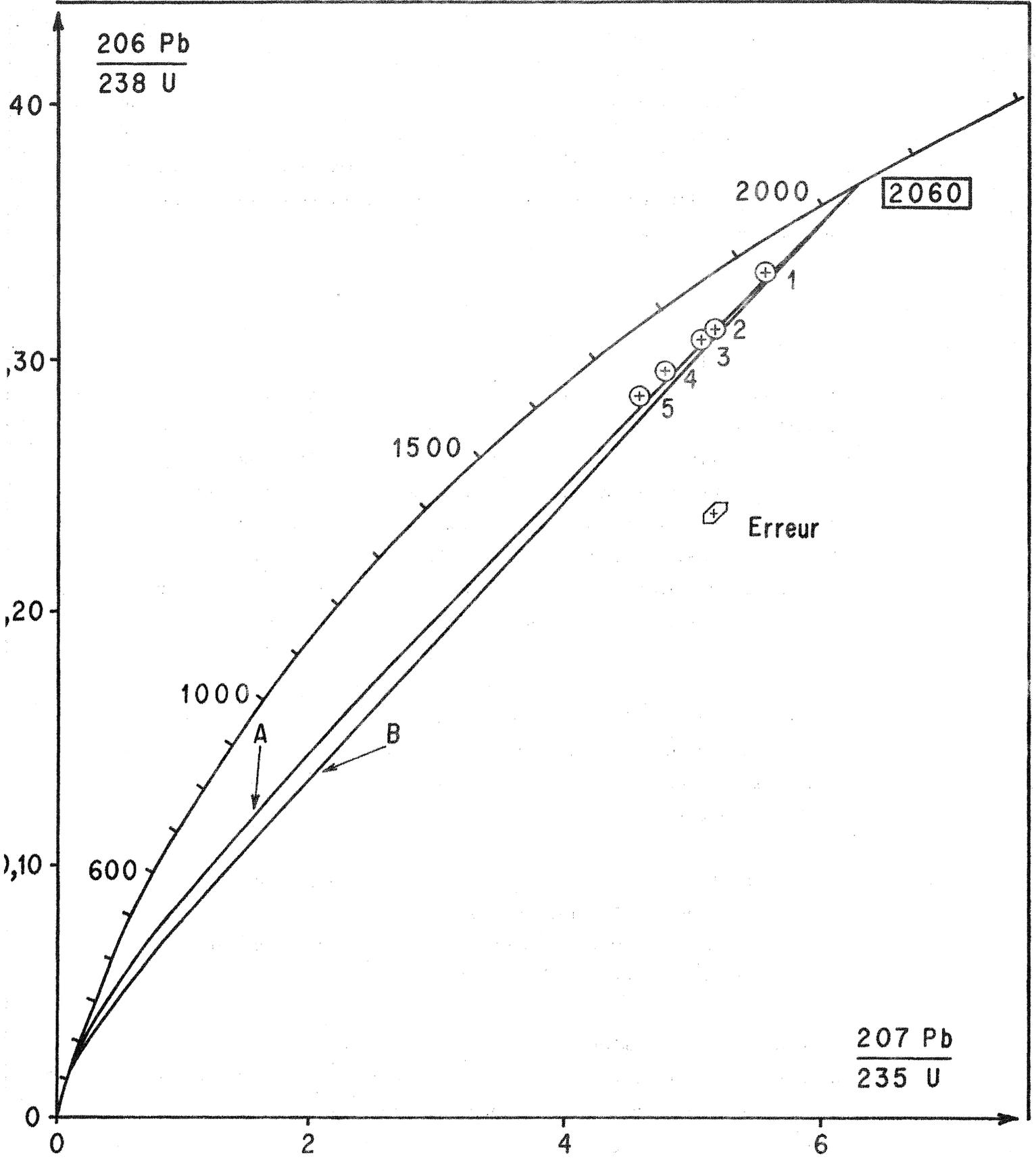


Figure 6 : Courbes de diffusion continue pour un âge de 2 060 M.A., selon les modèles de TILTON (courbe A) ($D = D_0$) et WASSERBURG (courbe B) ($D = D(t)$).

2) L'alignement des points expérimentaux peut également être interprété comme le résultat de l'influence d'une perturbation épisodique affectant le système uranium-plomb des zircons anciens, lors d'un événement cadomien. Cette perturbation épisodique se serait traduite par une perte de plomb radiogénique (WETHERILL, 1956). Les points expérimentaux se déplacent alors sur une droite reliant l'âge de la formation des zircons à l'âge de la perturbation.

Les événements tectoniques et métamorphiques cadomiens ont pu être assez intenses pour affecter les systèmes uranium-plomb des zircons des gneiss d'Icart ; bien qu'aucun argument microscopique ou géochimique ne prouve l'influence d'une crise épisodique sur ces systèmes, l'existence des événements cadomiens peut être considérée a priori, comme un argument en faveur du modèle de perte épisodique.

VIII. COMPARAISONS ENTRE LES RESULTATS U-Pb et Rb-Sr

Nous avons vu l'interprétation qu'ADAMS donnait des résultats Rb-Sr en roches totales qu'il avait obtenus : âge vrai des gneiss d'Icart à 2620 MA et métamorphisme à 1960 MA. Les résultats U-Pb sur zircons nous ont permis de fixer l'âge de la mise en place du granite original à 2060 ± 15 MA. Il est intéressant de constater que le point Rb-Sr (roche-totale) correspondant à l'échantillon dont nous avons extrait les zircons, se place le long de l'isochrone de référence à 2620 MA (Fig. 3).

ADAMS (1967) et ROACH et al. (1972) ont interprété les deux âges de 2620 MA et de 1960 MA comme deux événements orogéniques distincts ; et ceci malgré la dispersion des points dans le diagramme d'évolution isotopique. Il nous paraît plus judicieux de voir à travers cette dispersion, l'influence d'un phénomène perturbateur des systèmes rubidium-strontium des roches totales. Parmi les différentes possibilités d'ouverture des systèmes, deux phénomènes nous paraissent les plus vraisemblables :

- migration de strontium radiogénique, "vieillissant" les échantillons de bordure et "rajeunissant" ceux du centre. De tels processus ont déjà été envisagés (WASSERBURG et al., 1964 ; LATOUCHE et VIDAL, 1974 ; CHARLOT, 1974).

- Migration du rubidium : les échantillons de bordure perdent du rubidium, alors que ceux du centre sont moins affectés par ce drainage. Dans ce cas, l'isochrone haute n'a aucune signification et l'isochrone basse est beaucoup plus proche de l'âge réel.

Parmi ces deux processus, le second paraît être celui qui rend mieux compte des résultats Rb-Sr et U-Pb, et en particulier de l'assez bonne concordance entre l'âge U-Pb (2060 ± 15 MA) et l'âge (1960 ± 140 MA) déterminé par l'isochrone correspondant aux échantillons du centre du massif. Au cours des intrusions cadomiennes, les fluides qui les accompagnent auraient lessivé le rubidium des orthogneiss d'Icart, à proximité du contact, sans perturber les systèmes U-Pb des zircons, et seul le centre du massif procurerait un "âge" Rb-Sr proche de l'âge U-Pb. Pour HURLEY (VIDAL, communication orale), l'ouverture des systèmes rubidium-strontium dans les domaines polyorogéniques serait due essentiellement à une migration de rubidium. Ce modèle pourrait d'ailleurs être testé en effectuant des profils K/Rb, du centre vers l'extérieur du massif gneissique.

La possibilité d'un tel processus demeure néanmoins une simple hypothèse, pour laquelle nous ne disposons, pour l'instant, d'aucun argument.

IX. CONCLUSIONS.

Les résultats obtenus dans cette étude permettent de confirmer l'existence d'une relique d'un socle antécadomien à Guernesey ; existence déjà mise en évidence par les études géologiques antérieures (ROACH, 1957) et les travaux géochronologiques d'ADAMS (1967).

Mais au-delà de cette confirmation, il nous a été possible d'établir un premier repère chronologique absolu dans ce socle ancien.

L'âge à 2060 MA est l'évidence d'un épisode d'activité magmatique lors d'une orogénèse antécadomienne dans le Nord du Massif Armoricaïn.

Cet âge qui correspond à l'orogénèse svecofennienne est l'âge le plus ancien qui soit connu dans toute l'Europe moyenne et occidentale, sur un matériel d'origine plutonique.

Peut-on étendre cet âge à tout le socle antécadomien sur lequel se sont déposées les sédiments briovériens ? Ou bien existe-t-il d'autres orogénèses, antérieures ou postérieures à l'orogénèse à 2000 MA ? On peut attendre de l'étude, par la méthode U-Pb sur zircons et Pb-Pb sur roches totales, des autres reliques de socle antécadomiennes, mise en évidence dans le domaine domnonéen (Trégor, Cotentin) qu'elle permette de définir une chronologie absolue des événements responsables de la formation de ce socle ancien.

QUATRIEME PARTIE

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE
PAR LA METHODE URANIUM-PLOMB
DU GRANITE DE MOELAN (SUD DU
MASSIF ARMORICAIN).

I. INTRODUCTION

Le Sud du Massif Armoricaïn (fig. a) est marqué par le recoupement, obliques l'une sur l'autre, des structures rapportées aux édifices orogéniques cadomiens et hercyniens (J. COGNE, 1960, 1970, 1971).

Dans ce domaine de superposition structurale et métamorphique, l'alignement granitique de Moëlan - Lanvaux apparaît comme l'élément principal des structures antéhercyniennes. En effet, cet axe orthogneissique, enveloppé de micaschistes, affleure sur une centaine de kilomètres depuis le Sud-Finistère jusqu'au Sud de Redon (Ile-et-Vilaine), et traverse ainsi d'Ouest en Est la presque totalité du domaine ligérien. Recoupé obliquement par les structures majeures hercyniennes que constituent d'une part, la voûture migmatitique de l'Anticlinal de Cornouaille, et d'autre part, le puissant cisaillement de la "zone broyée sud-armoricaine", cet axe cristallin se trouve ainsi constitué de deux massifs allongés : à l'Ouest, le massif de Moëlan, et à l'Est, le massif de Lanvaux.

La formation du Massif de Lanvaux a été rapportée par A. FAURE-MURET (1944) à l'orogène cadomien. Etendant cette attribution vers l'Ouest, J. COGNE (1960) l'interprète, dans la région de Moëlan, comme résultant d'une granitisation par métasomatose de micaschistes briovériens, au cours d'une phase de plissement antéhercynien, d'orientation E-W.

Des travaux récents ont cependant conduit à remettre en cause :

- d'une part, le mode de formation ainsi que l'origine des matériaux cristallins,
- d'autre part, l'âge même de ces granites.

Tout d'abord, quelques chercheurs (non publié) ont émis l'hypothèse que cet axe pourrait constituer un socle, sur lequel reposeraient les sédiments briovériens, représentés par les séries micaschisteuses.

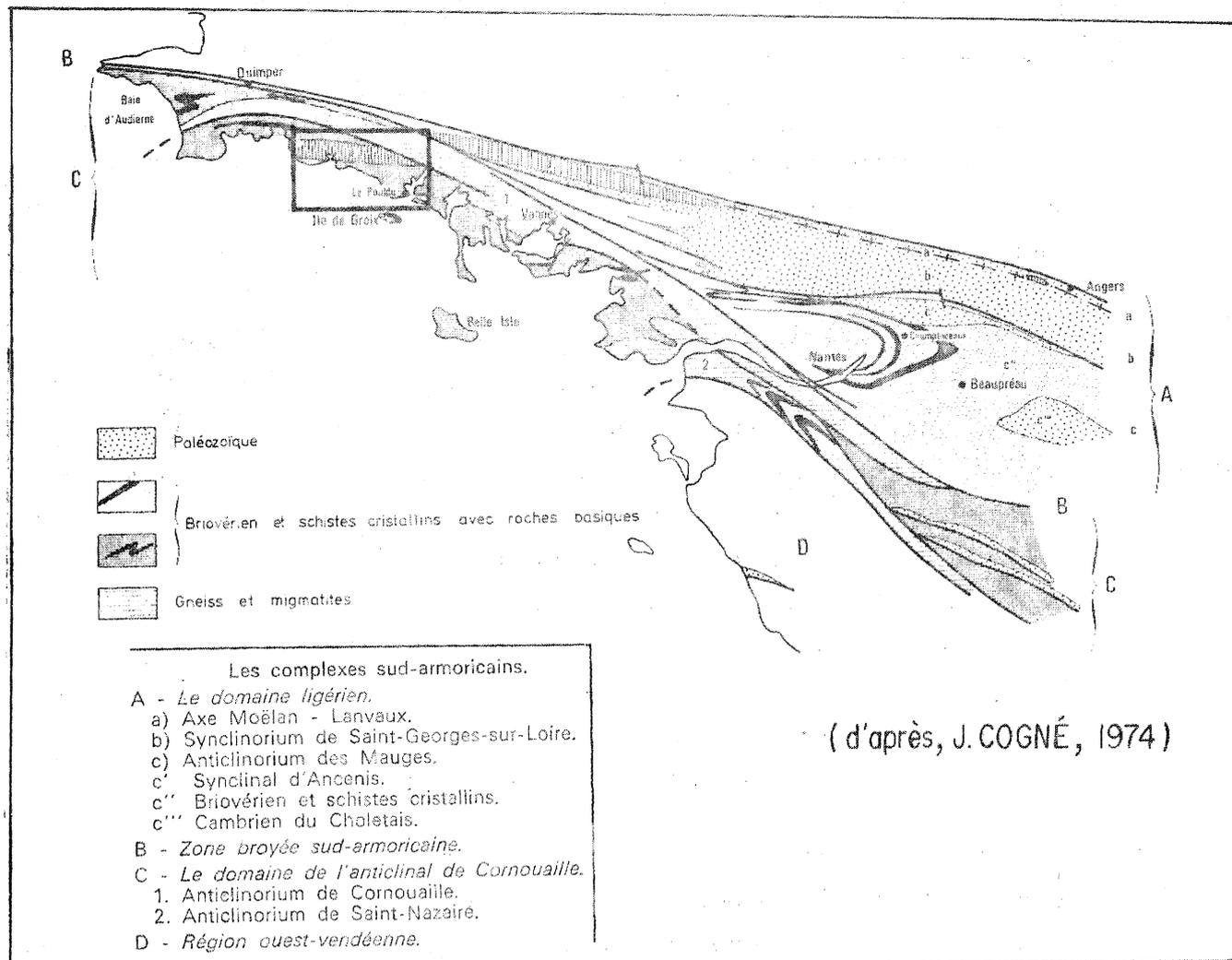


Figure 1 : Situation de l'axe MOELAN - LANVAUX dans le domaine sud-armoricain.

Les faciès gneissiques de bordure du granite, interprétés par J. COGNE comme un effet métasomatique de la granitisation, seraient en fait d'anciennes arkoses de base de la série sédimentaire.

Ensuite, les travaux géochronologiques de VIDAL (1972) ont permis de mettre en évidence trois périodes d'activité plutonique, s'étendant du Cambrien au Silurien, et ayant contribué à la formation de cet alignement granitique ; la nature métasomatique de ces granites est en outre contestée du fait de la faible valeur des rapports isotopiques initiaux observés (0,703-0,704).

Enfin, cet "axe" cristallin, dans sa partie orientale (granite de Lanvaux), s'est révélé jalonner la frontière entre deux domaines paléogéographiques différents, au cours de l'Ordovicien et du Silurien : au Nord, un domaine de sédimentation épicontinentale, le domaine Centre-Armoricain, au Sud, un domaine de forte subsidence, le synclinorium de Saint Georges-sur-Loire ; ceci, associé aux résultats géochronologiques, souligne l'importance géodynamique de cette zone durant le Paléozoïque inférieur en Bretagne méridionale (J. COGNE et Ph. VIDAL, 1972).

Ainsi, l'hypothèse de la formation de cet alignement granitique par métasomatose lors des plissements cadomiens, semble de moins en moins probable. Selon les résultats géochronologiques de VIDAL (1972), l'essentiel des granites se serait mis en place durant l'Ordovicien, à partir de magmas d'origine profonde.

Afin d'obtenir des informations complémentaires sur cette zone, nous en avons poursuivi l'étude géochronologique par la méthode uranium-plomb, appliquée aux zircons du massif occidental de Moëlan. En effet, les zircons peuvent nous renseigner sur l'âge du granite, mais également sur l'origine du matériel constituant celui-ci, grâce à l'identification ou non de zircons hérités. L'examen microscopique peut, d'une part, révéler l'existence d'une ou plusieurs étapes (ou phases) dans la croissance des zircons, ainsi que la présence de "noyaux" au coeur de zircons ayant recristallisé.

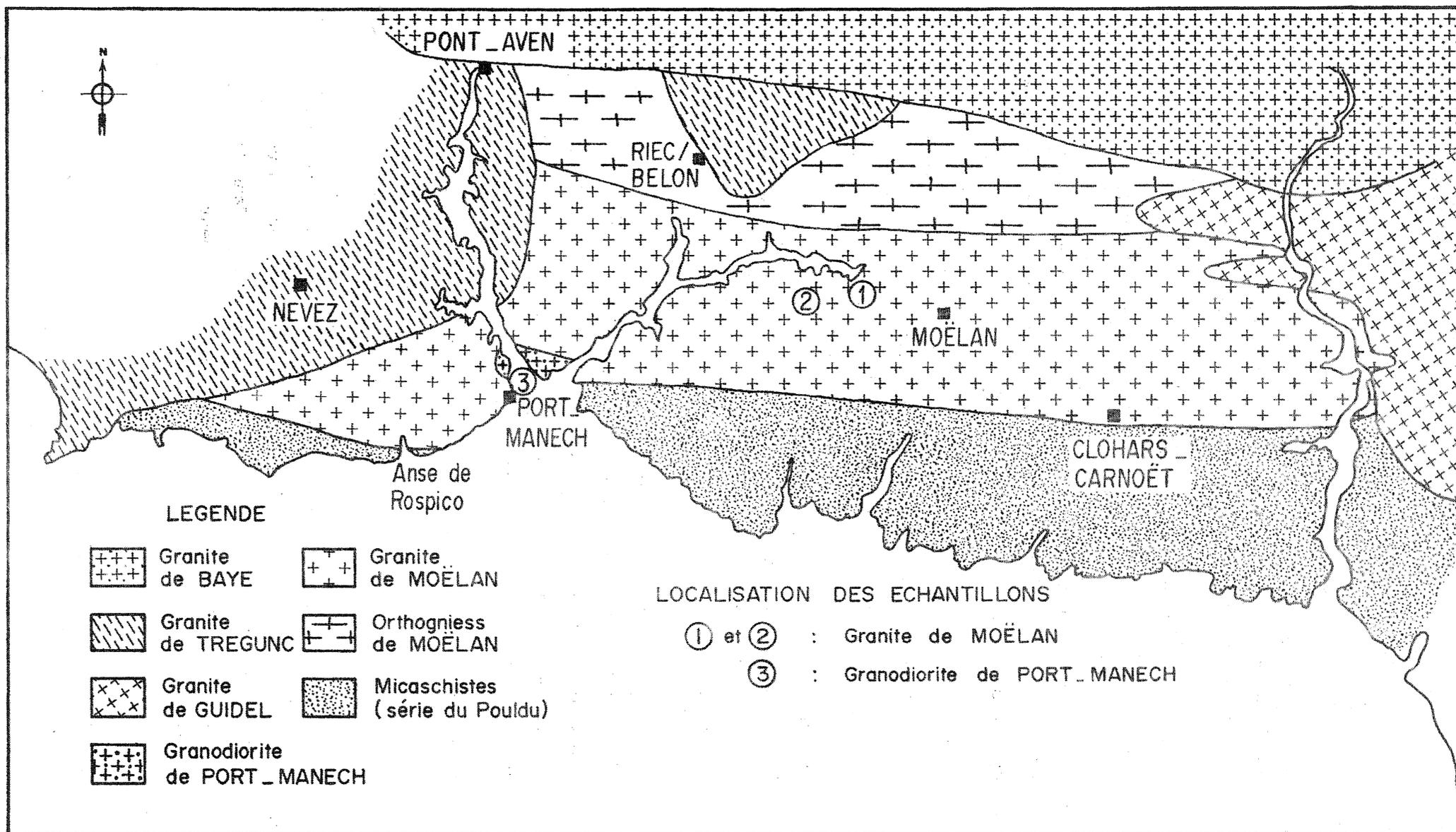


Figure 2 : Carte géologique simplifiée du Massif de Moëlan et des formations de bordure.

Et d'autre part, en se basant sur la classification typologique proposée par PUPIN et TURCO (1972), il est possible, à partir de l'examen des caractères morphologiques des zircons d'une population, de déterminer si ces derniers sont représentatifs d'un type pétrographique unique, ou s'ils procèdent d'un mélange de zircons pouvant appartenir à des types pétrographiquement différents.

II. DONNEES GEOLOGIQUES.

Le Massif de Moëlan, que nous avons situé précédemment dans le cadre géologique sud-armoricain, forme une bande large d'environ 5 kilomètres, s'étendant d'Ouest en Est depuis l'Aven jusqu'à la Laita, sur une vingtaine de kilomètres. Il se poursuit au-delà à l'état d'orthogneiss au sein des migmatites de la région de Quimperlé - Hennebont (J. Cl. HORNBERGER, feuille de Lorient, 1/50 000ème).

Ce massif est limité au Sud par les micaschistes de la série du Pouldu, et encadré dans les autres directions par les granites intrusifs hercyniens qui sont :

- le granite de Trégunc, à l'Ouest.
- le granite de Baye, au Nord.
- le granite de Guidel, à l'Est.

Le massif de Moëlan a été étudié tout d'abord par Ch. BARROIS qui lui donna le nom de "granite micaschisteux de Belon" (Légende de la carte géologique de France, 1/80.000ème ; feuille de Lorient, 1885).

Puis J. COGNE (1960), dans le cadre de ses travaux sur les granites et les schistes cristallins en Bretagne méridionale, entreprit une étude pétrographique très détaillée de ce granite qu'il nomma "granite de Moëlan".

Ce granite, dans lequel plusieurs variétés pétrographiques sont reconnaissables, apparaît, selon J. COGNE, être associé d'un point de vue génétique à l'évolution des séries métamorphiques sud-armoricaines.

En effet, comme nous l'avons vu, il envisage pour ce granite une formation par métasomatose, au cours du métamorphisme antéhercynien, de séries cristallophylliennes, figurées par la série micaschisteuse du Pouldu, l'âge briovérien de la série sédimentaire originelle étant déduit de la comparaison avec les autres séries sédimentaires, de cette époque, connues dans le Massif Armoricain.

C'est le caractère antéhercynien de ce métamorphisme et de ce granite qui conduit J. COGNE à rapporter ces deux phénomènes au seul orogène antéhercynien connu dans ce massif : l'orogène cadomien.

De plus, après sa formation, le granite de Moëlan a subi, ainsi que les séries métamorphiques sud-armoricaines, les influences tectoniques et métamorphiques, liées au développement du cycle hercynien.

Cependant, les études géochronologiques de VIDAL (1972), ont permis d'obtenir deux isochrones bien distinctes à partir des différentes variétés de ce granite ; l'une donnant un âge de 565 M.A. (Moëlan I, selon VIDAL), et l'autre un âge de 483 M.A. (Moëlan II). Ces résultats montrent que d'un point de vue génétique le massif de Moëlan est formé d'au moins deux ensembles distincts, d'âge différent, l'un "cadomien" tardif (Cambrien), l'autre franchement plus jeune (Ordovicien).

Avant de poursuivre l'étude géochronologique de ce massif par la méthode uranium-plomb sur zircons, nous avons donc tenté de caractériser et de distinguer cartographiquement et pétrographiquement les différents ensembles constituant ce massif.

Trois ensembles ont ainsi pu être mis en évidence (Fig. 2), dont nous exposerons ici les caractères essentiels :

- 1- Le granite de Moëlan, s. str., qui constitue l'essentiel du massif.
- 2- Les orthogneiss de Moëlan, qui en forment la bordure septentrionale.
- 3- La granodiorite de Port-Manech.

Dans le tableau 1 sont figurées les analyses chimiques des différents échantillons qui ont servi à notre étude.

Echantillon	N° Labo.	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O _{110°}	Perte à 1000°	TOTAL
Granite de Moëlan	R 65*	77,25	13,94	1,80	0,16	0,46	3,18	5,41	0,16	0,03	0,14	0,58	103,1
Granite de Moëlan	R 117*	76,38	12,22	1,76	0,16	0,12	3,31	5,21	0,10	0,02	0,11	0,57	99,9
Granite de Moëlan	R 119*	76,25	12,67	1,22	0,11	0,23	2,46	5,28	<0,10	0,02	0,12	0,98	99,4
Granite de Moëlan	R 123*	73,38	13,11	2,20	0,34	0,71	3,53	5,53	0,25	0,04	0,02	0,51	99,6
Granite de Moëlan	R 916	74,70	12,35	1,70	<0,2	0,42	3,14	5,19	0,21	0,06	0,23	0,69	98,8
Granite de Moëlan	R 2125	73,80	13,25	1,63	<0,2	0,29	3,39	5,50	0,25	0,06	0,25	0,85	99,4
Orthogneiss de Moëlan	R 120*	74,75	13,22	1,93	0,29	1,78	3,28	3,61	0,10	0,04	0,06	0,34	99,4
Orthogneiss de Moëlan	R 121*	72,46	13,28	2,92	0,58	1,37	3,06	4,61	0,32	0,04	0,12	0,59	99,3
Orthogneiss de Moëlan	R 15*	73,00	14,13	2,50	0,36	2,08	3,59	3,74	0,19	0,06	0,12	0,47	100,2
Orthogneiss de Moëlan	R 917	72,38	13,72	3,22	0,80	1,72	3,23	3,97	0,38	0,09	0,09	0,47	100,0
Granodiorite de Port-Manech	R 918	66,26	16,29	3,85	0,90	1,72	3,82	5,29	0,57	<0,05	0,10	0,65	99,5
Granodiorite de Port-Manech	R 757	64,95	16,21	5,05	0,80	2,03	3,68	4,79	0,72	0,08	0,20	1,01	99,5
Granodiorite de Port-Manech	R 919	66,50	15,10	3,70	0,80	1,33	3,76	4,87	0,55	0,1	0,15	0,85	97,7
Granodiorite de Port-Manech	R 920	63,76	16,27	5,31	1,52	2,19	4,00	4,54	0,78	0,1	0,02	0,83	99,3

(Analyste : F. VIDAL). Les échantillons notés * sont ceux de la publication de VIDAL (1972).

Les trois types de formations mises en évidence, du point de vue pétrographique, au sein du Massif de Moëlan, s'individualisent nettement du point de vue chimique ; nous verrons plus loin qu'il en va de même en ce qui concerne les relations d'âges.

- le granite de Moëlan s.s. représente le type le plus acide, sa composition étant celle d'un granite leucocrate, fortement alcalin (à tendance potassique). Les faibles teneurs en Fe_2O_3 (fer total), MgO , TiO_2 , MnO , reflètent la pauvreté de cette roche en éléments colorés.

- La granodiorite de Port-Manech est par contre nettement plus pauvre en silice ; les teneurs en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 sont plus fortes que celles du granite de Moëlan ; l'évolution vers une composition granodioritique se marque de plus par l'augmentation nette du CaO ; la teneur en K_2O , assez élevée pour une granodiorite, est liée à l'abondance des mégacristaux de feldspath potassique.

- entre ces deux pôles, les orthogneiss de Moëlan ont une composition sensiblement intermédiaire, au moins en ce qui concerne SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO et CaO . Les alcalins sont en quantité moindre que dans les deux autres types, avec en moyenne une légère prédominance de K_2O sur Na_2O . Les quatre analyses sont celles d'un granite à tendance alcaline.

II.1. Le granite de Moëlan (s. str.)

Dans cet ensemble qui constitue la majeure partie du massif de Moëlan, nous avons distingué deux types granitiques :

- l'un à texture parfois porphyroïde, à grain grossier et à structure gneissique bien marquée,
- l'autre à grain fin et sans structure gneissique apparente.

II.1.1. Variété de granite à gros grain.

Le granite de Moëlan est constitué dans sa majeure partie d'un granite à gros grain, de couleur rose, présentant une structure gneissique soulignée par une disposition des phyllites, en nids ou en amas, étirés selon des plans subverticaux d'orientation variant de N 85 à N 95.

Au microscope la texture est porphyroïde, présentant toujours des plages de quartz de recristallisation, étirées entre les phénocristaux de feldspath potassique. Les minéraux suivants y sont observés :

quartz	Sphène
Microcline	Apatite
Albite-Oligoclase (An 5-12)	Zircon.
Biotite	
Muscovite (peu abondante).	

Les phénocristaux de microcline sont perthitiques ; le plagioclase composant les perthites est de l'albite.

La cataclase y est marquée par la recristallisation du quartz en grandes plages, et par l'apparition d'une texture "en mortier". Cette déformation affecte également les cristaux de microcline et de plagioclase qui sont brisés.

II.1.2. Variété de granite à grain fin.

Cette variété de granite, moins fréquente à l'affleurement que la précédente, se retrouve en de nombreuses localités, au sein de cet ensemble (région de Clohars-Carnoët ; environs de Kerhalon, sud de Riec/Belon ; carrière Le Guily, est de Moëlan). Cette variété diffère de la précédente, d'une part par sa ~~texture grenue~~ et non orientée, d'autre part par sa couleur claire. On y distingue, au microscope :

quartz	Apatite
Orthose	Zircon.
Albite-Oligoclase (An 10-15)	
Biotite (peu abondante).	

Les minéraux colorés sont rares ; la majeure partie de la roche étant constituée de quartz et de feldspath.

Cette variété de granite se présente sous la forme de masses allongées, d'extension limitée, qui ne peuvent être reliées cartographiquement à l'intérieur du massif de Moëlan et qui pourraient correspondre à des intrusions filoniennes associées à la mise en place du granite alcalin de Moëlan.

Les contacts entre le granite de Moëlan et les micaschistes de la série du Pouldu sont de deux types :

d'une part, des contacts faillés, comme à Kerfany (rive gauche du Belon) ; d'autre part, des contacts de type intrusif, comme à l'anse de Rospico (Sud de Nevez), où la bordure du granite au contact des micaschistes est occupée par une alternance de bandes granitiques parallèles (décimétriques à métriques), de composition minéralogique constante, mais présentant des variations au niveau de la taille du grain. Ce sont ces alternances de bandes granitiques plus ou moins feldspathiques et ocellées, qui ont été interprétées comme marques de la métasomatose par J. COGNE ou comme niveaux arkosiques par d'autres auteurs. Elles nous paraissent devoir être considérées plutôt comme des filons microgranitiques concordants avec les structures des micaschistes en bordure du granite.

II.2. Les orthogneiss de Moëlan.

Le second ensemble mis en évidence dans le massif de Moëlan, dont il en forme la bordure septentrionale, est constitué d'orthogneiss de couleur sombre.

Comme dans le granite de Moëlan, deux variétés peuvent y être distinguées :

des orthogneiss fins (orthogneiss de Saint-Ouarneau),
et des orthogneiss grossiers (orthogneiss du Cosquer).

II.2.1. Les orthogneiss de Saint-Ouarneau.

Dans le secteur de Saint-Ouarneau, affleurent des orthogneiss à grain fin, de couleur sombre, présentant une foliation très nette (N 90 - N 100).

Macroscopiquement, la texture est grenue et l'allure gneissique est bien soulignée par le développement de lits phylliteux (biotite) alternant avec des lits quartzo-feldspathiques.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz

Zircon.

Orthose

Albite (An5)

Biotite

Hornblende

La recristallisation du quartz est moins abondante que dans le granite de Moëlan et la cataclase n'y est pas plus intense.

II.2.2. Les orthogneiss du Cosquer.

Cette variété orthogneissique diffère de la précédente, essentiellement par la taille du grain et la présence de phénocristaux de feldspath potassique.

La composition minéralogique est cependant identique à celle des orthogneiss fins.

Au microscope, on distingue, dans un fond grenu formé du quartz et de plagioclase, le développement d'énormes cristaux d'orthose primaire, déformés et brisés dans la plupart des cas, aux "cassures" traversées par des amas ou des traînées biotitiques, et souvent resoudés par du quartz.

Ces cristaux feldspathiques des orthogneiss se distinguent de ceux des gneiss ocellés que l'on rencontre en bordure sud du granite de Moëlan s. str ; ces derniers en effet, sont également des feldspaths primaires, déformés et brisés, mais toujours resoudés par un feldspath secondaire (albite).

Cet ensemble septentrional se distingue donc du granite de Moëlan :

- par sa couleur plus sombre, due à l'abondance de la biotite.
- par la présence constante de hornblende.
- par le feldspath potassique, qui est dans le cas des orthogneiss toujours de l'orthose.

D'un point de vue géochronologique, ces deux premiers ensembles mis en évidence dans le Massif de Moëlan (Ensemble I : granite de Moëlan s. str. ; Ensemble II : Orthogneiss de Moëlan), correspondent aux deux isochrones obtenues par VIDAL sur le granite de Moëlan :

- le granite de Moëlan s. str. correspondant au massif de Moëlan II (483 M.A.).
- les orthogneiss de Moëlan correspondant au massif de Moëlan I (565 M.A.).

II.3. La granodiorite de Port-Manech.

A l'intérieur du granite de Moëlan, il nous a été possible de mettre en évidence une masse granodioritique de faible extension, qui par ses caractères pétrographiques et structuraux particuliers ne s'apparente à aucun des ensembles décrits précédemment.

Cette masse granodioritique affleure à la pointe de Penquernéo (entre les rivières Aven et Belon) et au nord de la plage de Port-Manech (rive droite de l'Aven).

Cette granodiorite présente tout d'abord les marques d'une structuration intense ; qui ne se retrouve pas dans le granite de Moëlan, et qui semble dénoter une évolution structurale plus complexe.

De plus, elle présente deux caractéristiques qui la distinguent du granite de Moëlan, qui l'entoure :

- d'une part, la présence de panneaux de micaschistes, en enclaves.
- d'autre part, la présence de nombreux filons de roches basiques, qui la recourent.

La roche de couleur sombre, présente toujours des mégacristsaux de feldspath potassique. Au microscope, ces mégacristsaux de microcline, souvent entourés d'une couronne de plagioclase, se développent dans un fond grenu constitué de plagioclase, biotite et quartz interstitiel. La hornblende est parfois présente. La biotite est très abondante et se présente sous la forme de larges lamelles, brisées.

On distingue les minéraux suivants :

Microcline	Epidote
Oligoclase (An 15)	Apatite
Quartz	Zircon.
Biotite	
(Hornblende)	

Il n'existe aucun contact direct entre la granodiorite de Port-Manech et le granite de Moëlan, permettant de voir les relations entre ces deux ensembles. En effet, seuls les contacts faillés sont visibles. Cependant, la structuration plus intense subie par la granodiorite nous a conduit à penser qu'elle est antérieure au granite de Moëlan.

II.4. Présentation de l'étude géochronologique.

Comme nous l'avons vu précédemment, le complexe granitique de Moëlan pose deux problèmes géologiques essentiels :

- quant à l'âge de sa formation,
- quant à l'origine des matériaux qui le compose.

Afin de répondre à ces deux questions nous avons poursuivi l'étude géochronologique de cette zone, commencée par VIDAL, en nous limitant uniquement à l'étude du massif de Moëlan (s. str.).

Tout d'abord, nous avons voulu examiner dans quelle mesure les différentes hypothèses envisagées pour la formation de ce complexe, étaient compatibles avec les résultats rubidium-strontium obtenus par Ph. VIDAL.

Ensuite, nous avons appliqué la méthode de datation uranium-plomb à l'étude des zircons du granite de Moëlan, afin de pouvoir comparer ces résultats à ceux obtenus par la méthode rubidium-strontium.

Nous avons également appliqué la méthode U-Pb à l'étude des zircons de la granodiorite de Port-Manech, dans le but de déterminer une relation d'âge entre cette granodiorite et le granite de Moëlan.

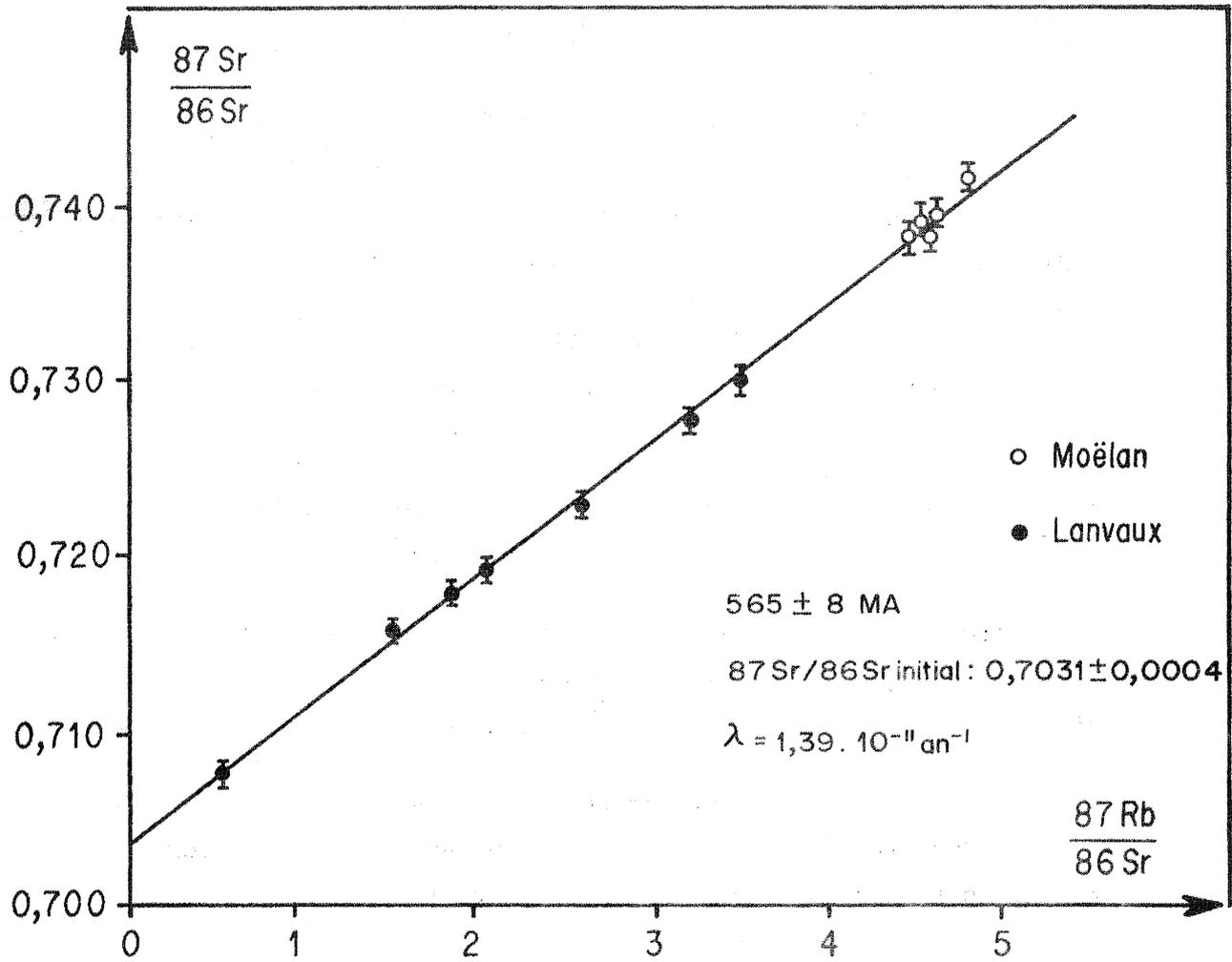


Figure 3 : Granite de Moëlan I et de Lanvaux I (d'après Ph. VIDAL, 1972). (Orthogneiss de Saint-Ouarneau et du Cosquer, et partie occidentale du massif de Lanvaux).

III. L'ÉTUDE RUBIDIUM-STRONTIUM.

III.1. Les résultats obtenus par Ph. VIDAL (1972).

Afin de déterminer l'âge ainsi que l'origine des matériaux constituant l'axe granitogneissique de Moëlan - Lanvaux, VIDAL (1972) a effectué l'étude géochronologique des deux massifs constituant cet ensemble, dont l'importance dans la structure sud-armoricaine a déjà été soulignée.

A l'intérieur de cet ensemble cristallin, rapporté jusqu'alors à l'orogénèse cadomienne (COGNE, 1960), VIDAL a obtenu, à partir des différentes variétés de granite des deux massifs, plusieurs isochrones correspondant à des manifestations magmatiques successives :

1) Tout d'abord, les variétés sombres orthogneissiques constituant la partie Nord du massif de Moëlan (orthogneiss de Saint-Ouarneau et du Cosquer) ainsi que la partie occidentale du massif de Lanvaux, donnent un âge de 565 ± 8 M.A.* , avec un rapport initial de 0,7031 (Fig. 3).

2) La partie Sud du massif de Moëlan (granite de Moëlan) ainsi que la partie médiane du massif de Lanvaux, donnent des âges, respectivement de 483 ± 2 M.A. et 482 ± 8 M.A., avec des rapports isotopiques initiaux de 0,703 et de 0,704* . (Fig. 4 et 5). Cet ensemble constitue l'essentiel de l'axe Moëlan - Lanvaux.

3) Enfin, la partie orientale du Massif de Lanvaux (granite de Bain-sur-Oust) donne quant à elle un âge plus jeune : 442 ± 4 M.A. avec un rapport isotopique initial de 0,706 (Fig. 6).

Ces résultats sont d'une grande importance pour la compréhension de la structure sud-armoricaine. Tout d'abord, comme le notent COGNE et VIDAL (1972), les affinités déjà perçues au plan pétrographique et structural entre les massifs orthogneissiques de Moëlan et Lanvaux, sont confirmées. Ensuite, ces résultats permettent de considérer ces deux massifs comme appartenant à une même histoire, liée à l'évolution, durant le Paléozoïque inférieur, d'une flexure orientée E-W, entre deux domaines paléogéographiques différents.

* Les âges obtenus par VIDAL (1972) ont été recalculés en utilisant la constante $\lambda_{Rb} = 1,39.10^{-11} \text{an}^{-1}$ pour le rubidium.

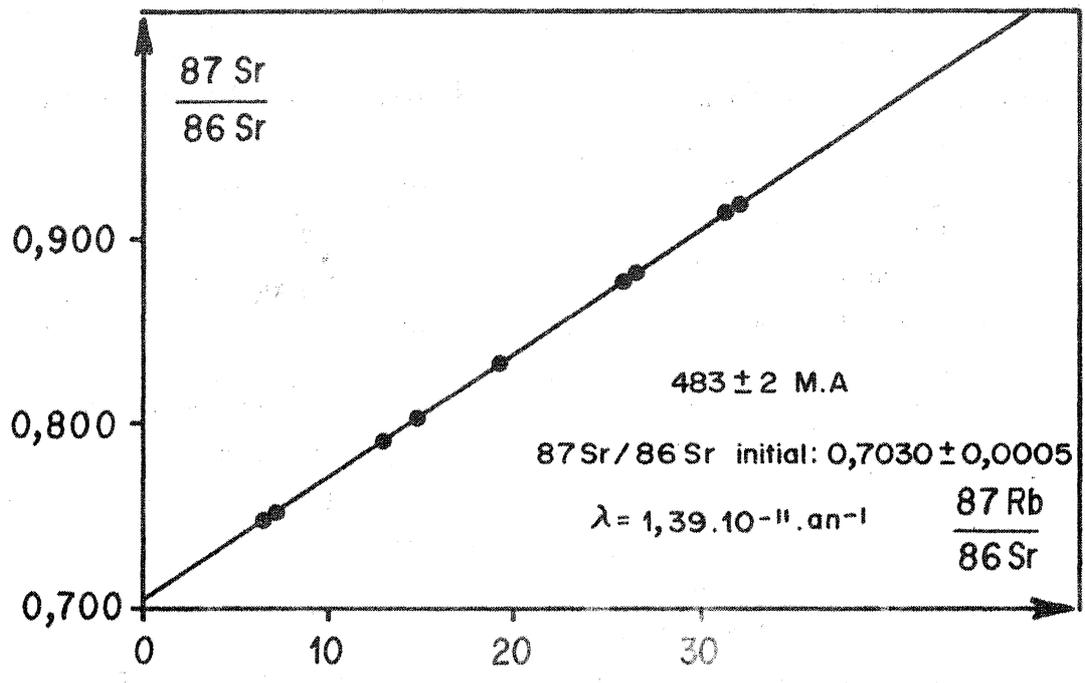


Fig. 4 : Granite de Moëlan II (Granite de Moëlan S.S.) (d'après Ph. Vidal 1972).

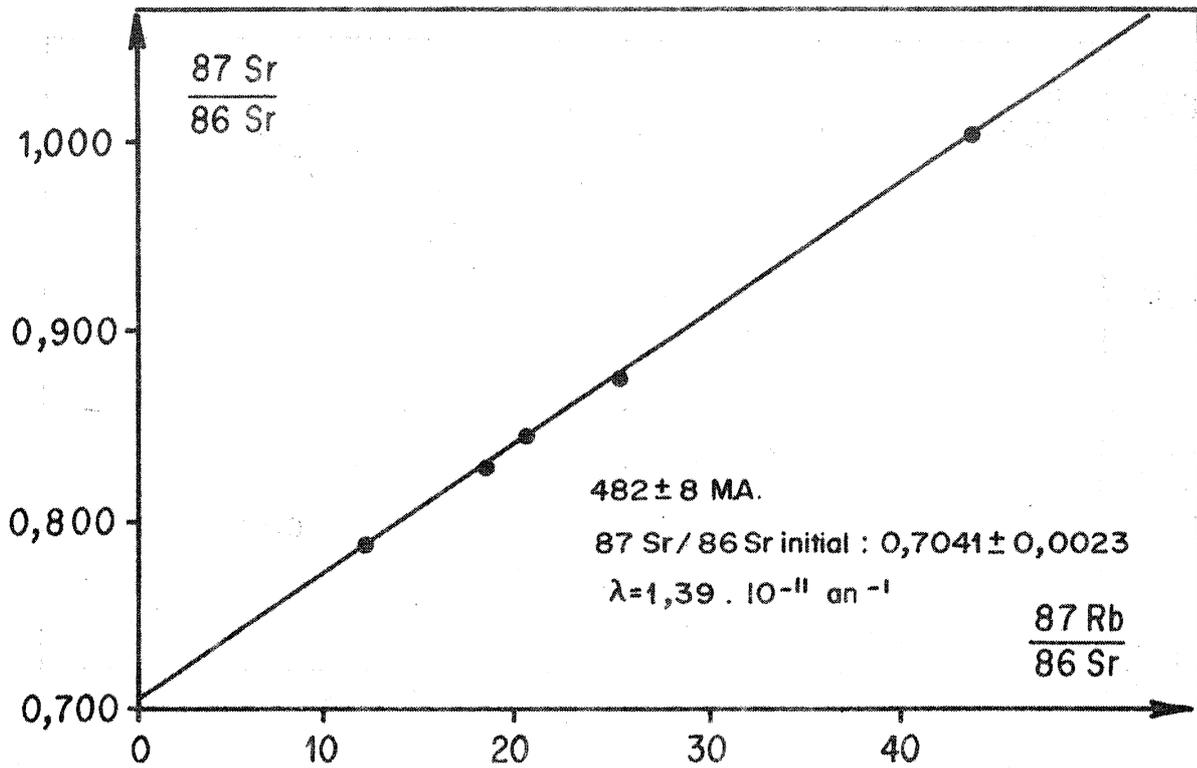


Figure 5 : Granite de Lanvaux II (d'après Ph. VIDAL, 1972).

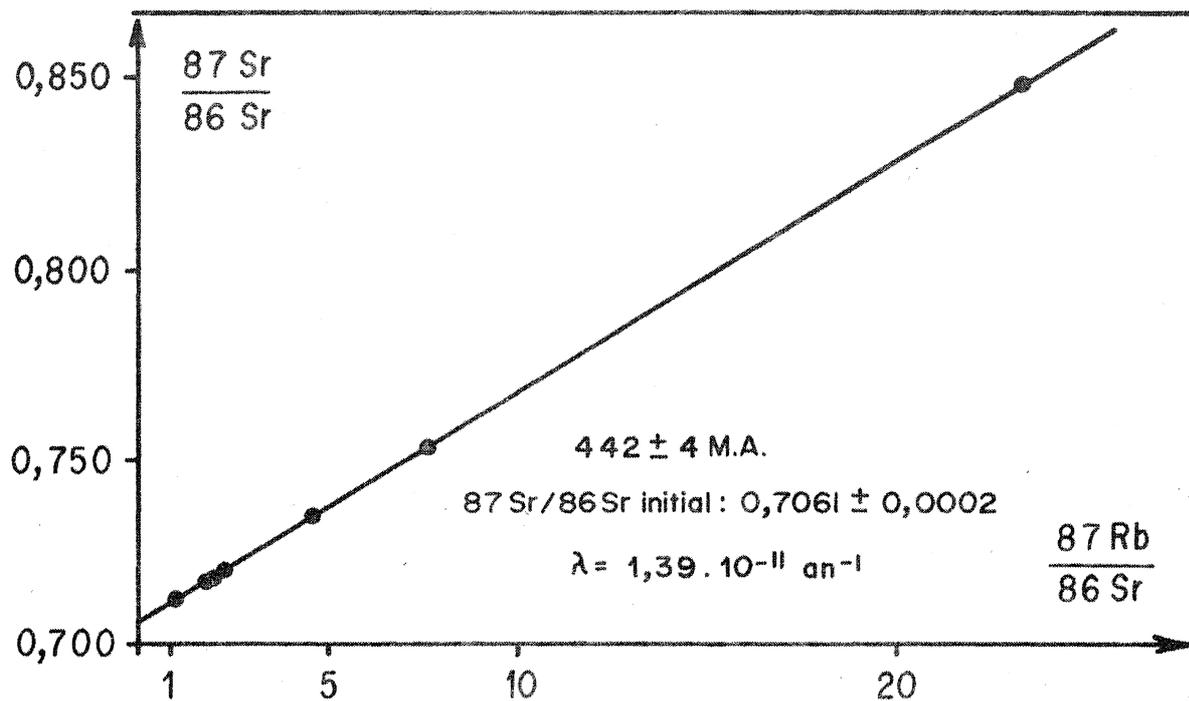


Figure 6 : Granite de Lanvaux III (d'après Ph. VIDAL, 1972).

Mais au-delà des problèmes structuraux et sur un plan plus strictement géochronologique, les résultats obtenus par VIDAL ont permis à ce dernier de tirer deux conclusions essentielles,

- sur la connaissance de la chronologie des événements dans le socle sud-armoricain, d'une part,
- sur l'origine des matériaux constituant l'axe de Lanvaux d'autre part.

A) Selon VIDAL, l'axe cristallin de Lanvaux est le résultat d'intrusions granitiques se succédant depuis le Cambrien (565 M.A.), jusqu'au Silurien (442 M.A.).

Si J. COGNE avait attribué très logiquement la formation de l'axe de Lanvaux aux seuls phénomènes métamorphiques et structuraux antéhercyniens connus dans cette région, c'est-à-dire les événements cadomiens, Ph. VIDAL, sur la base des résultats géochronologiques, considère qu'il n'existe aucune composante précambrienne dans cet axe, dont la formation doit être rapportée au Paléozoïque inférieur.

B) Les rapports isotopiques initiaux relativement faibles (de l'ordre de 0,703 - 0,704) ont conduit Ph. VIDAL à exclure toute genèse de ces granites à partir du recyclage de matériel crustal ou de la granitisation de sédiments. IL considère plutôt que les rapports initiaux de ces granites (hormis le granite de Bain-sur-Oust) reflètent une origine profonde, et que ces derniers se seraient formés par différenciation directe à partir du Manteau supérieur.

Ces conclusions vont cependant à l'encontre des idées et des hypothèses jusqu'alors admises et invoquées, sur la base d'observations géologiques, pour expliquer la formation de cet axe.

Si Ph. VIDAL envisage une seule interprétation géologique possible des résultats géochronologiques, la question se pose néanmoins de savoir si cette interprétation est unique, et si les hypothèses envisagées par J. COGNE et par d'autres auteurs sont réellement incompatibles avec ces résultats.

Il nous est apparu donc judicieux d'examiner une à une les différentes hypothèses proposées pour la formation de l'axe cristallin Moëlan - Lanvaux, et d'étudier le comportement et l'évolution des systèmes rubidium-strontium selon ces différents schémas.

III.2. Discussion des résultats rubidium-strontium.

Dans cette discussion nous allons examiner successivement les différents comportements possibles des systèmes rubidium-strontium en fonction des hypothèses susceptibles d'expliquer la formation de l'axe Moëlan-Lanvaux et confronter les schémas d'évolution isotopique ainsi obtenus aux résultats géochronologiques obtenus par Ph. VIDAL (1972).

III.2.1. Hypothèse de la métasomatose (J. COGNE, 1960).

J. COGNE, dans son étude sur les schistes cristallins et les granites en Bretagne méridionale, a attribué au massif granitique de Moëlan une origine métasomatique. Une feldspathisation importante se serait produite au sein d'une série micaschisteuse briovérienne ; une phase de plissement d'orientation E-W, contemporaine de la métasomatose serait à l'origine de la formation de cet axe anticlinal. Cette feldspathisation, responsable de la formation d'albite et surtout de microcline, n'est pas liée, selon J. COGNE, à un apport à la fois de sodium et de potassium, mais uniquement à un enrichissement sodique ; le potassium provenant de la destruction des micas de la série micaschisteuse, dont le fer et le magnésium auraient été chassés en contrepartie de l'apport sodique.

Cette métasomatose, au cours de laquelle se seraient produites des migrations d'éléments à grande échelle, pourrait avoir affecté le système rubidium-strontium de la série briovérienne selon différents processus :

a) Les séries métamorphiques pourraient avoir subi, à l'instant de la métasomatose, une réhomogénéisation isotopique avec redistribution du strontium radiogénique au sein des séries. Cette homogénéisation isotopique se traduit alors par une augmentation de la valeur du rapport isotopique initial, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de la série (Fig. 7). L'âge obtenu indiquerait alors celui de l'évènement métasomatique.

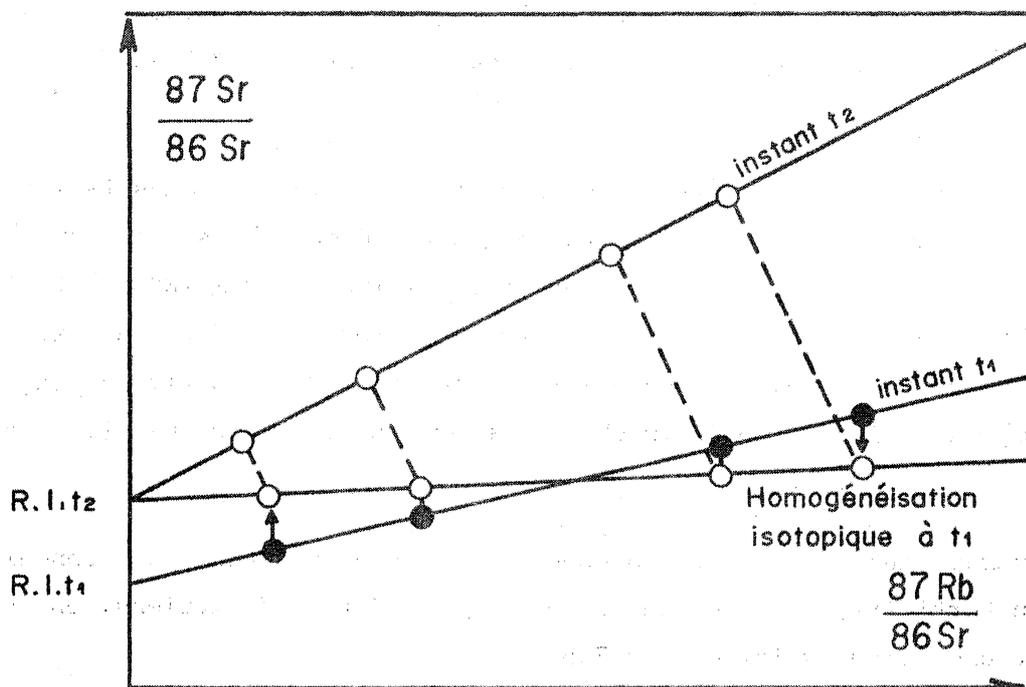


Figure 7 : Influence d'une homogénéisation isotopique à l'instant t_1 . Le rapport isotopique initial se trouve augmenté.

Un tel processus pourrait être invoqué au cours de la formation de l'axe granitique Moëlan - Lanvaux, par métasomatose durant les temps Paléozoïques inférieurs. Cependant, les rapports isotopiques initiaux extrêmement faibles (0,703-0,704) obtenus pour ces granites, sont incompatibles avec le modèle invoqué. En effet, les rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches sédimentaires et métamorphiques sont, dans tous les cas, supérieurs aux valeurs obtenues pour les granites étudiés. De toutes les roches sédimentaires, celles qui possèdent les rapports initiaux les plus faibles, sont les roches à composante détritique volcanogène, importante.

Ainsi, les rapports initiaux les plus faibles, signalés dans la littérature, pour des roches sédimentaires, ont été obtenus sur des graywackes et des métagraywackes, secondaires et tertiaires, par PETERMAN et al. (1967) ; ces rapports ont des valeurs de l'ordre de 0,706. Du fait de leur composition, on peut supposer que la droite d'évolution du rapport isotopique initial des graywackes au cours du temps, est parallèle à celle des basaltes.

En extrapolant les valeurs obtenues pour les graywackes, au secondaire et au tertiaire, vers les temps paléozoïques et antécambriens, on obtient une valeur voisine de 0,705.

De plus, après leur sédimentation, la droite d'évolution des graywackes, rendant compte de l'enrichissement en ^{87}Sr radiogénique, est, toujours selon PETERMAN et al. (1967), comparable à celle de la moyenne des roches de la croûte continentale (rapport Rb/Sr : 0,25) (Fig. 8). De ce fait, si des granites se forment durant les temps paléozoïques, à partir de sédiments graywackeux précambriens, on constate que le rapport isotopique initial de ces granites, du fait de l'homogénéisation isotopique, est beaucoup trop élevé, pour que l'on puisse envisager un tel processus pour la formation des granites de Moëlan et de Lanvaux.

C) L'évènement métasomatique peut également se traduire par une migration totale du strontium radiogénique hors de la série sédimentaire. Dans ce cas, le rapport isotopique initial n'est pas affecté par le processus géochimique invoqué.

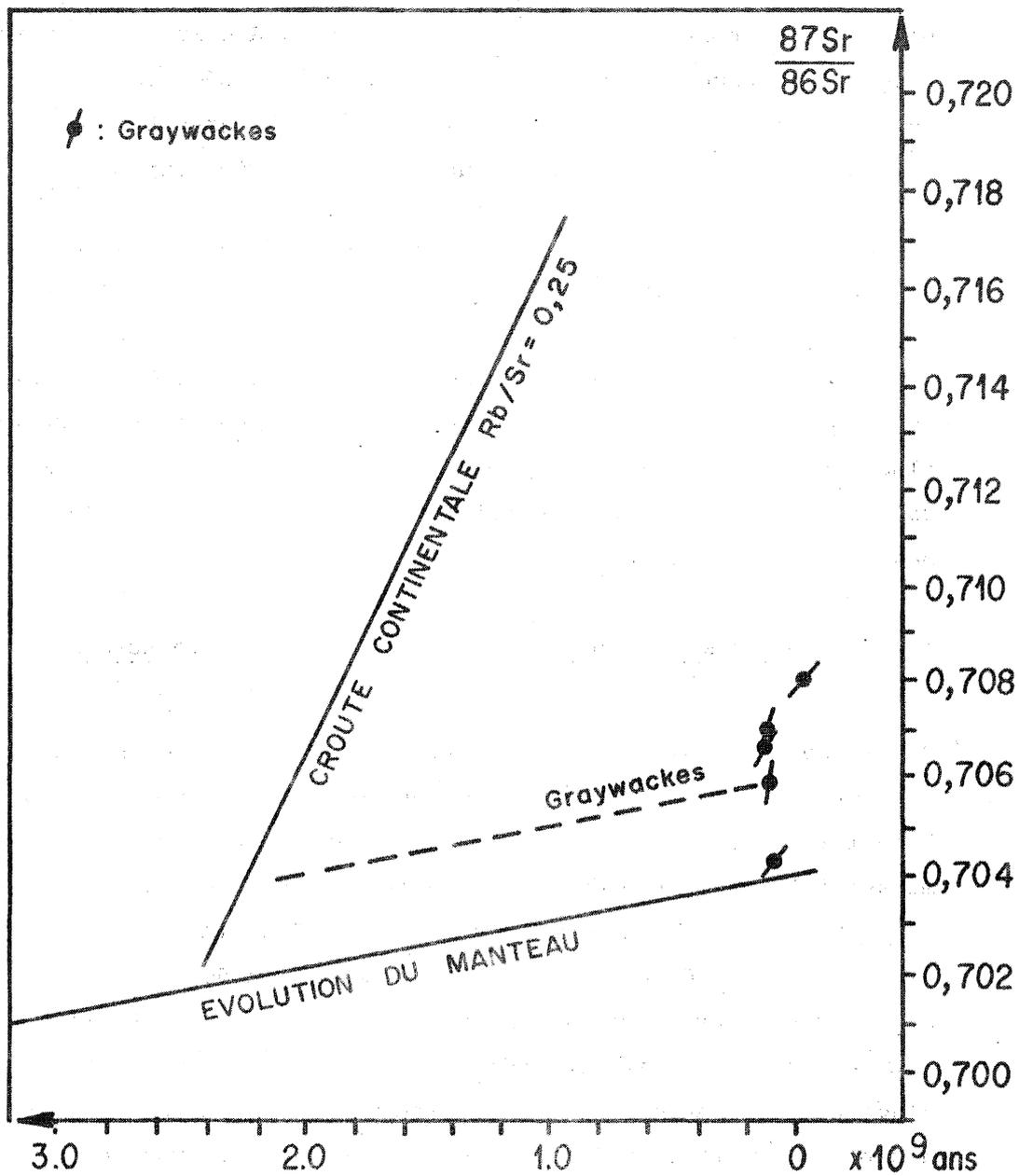


Figure 8 : (d'après PETERMAN et al. 1967) : Rapports isotopiques initiaux de quelques graywackes (Jurassique et Crétacé). La droite en pointillé indique l'évolution du rapport isotopique initial moyen des graywackes au cours du temps.

L'âge obtenu correspondrait donc, ici aussi, à celui de la métasomatose. Cependant, comme nous l'avons déjà souligné précédemment, le rapport initial beaucoup trop faible (0,703-0,704) des granites de Moëlan et Lanvaux, exclue de toute façon une origine sédimentaire.

Les différents processus que nous venons d'envisager nous permettent d'écarter l'hypothèse de la formation des granites de Moëlan et de Lanvaux par métasomatose, durant l'Ordovicien, à partir de schistes cristallins (briovériens ou paléozoïques), du seul fait de la faible valeur du rapport initial de ces granites. En effet, un tel rapport initial exclue toute possibilité de formation du granite à partir de matériel crustal. Cette valeur n'est compatible qu'avec un granite formé à partir d'un magma provenant du Manteau.

III.2.2. Hypothèse d'un socle recouvert de sa couverture sédimentaire.

Sur la base d'observations de terrain, certains auteurs nous ont proposé l'hypothèse que le granite de Moëlan pouvait correspondre à un socle sur lequel reposerait une couverture sédimentaire représentée par la série micaschisteuse du Pouldu. Cette hypothèse est fondée sur le fait que certains faciès de bordure du granite de Moëlan (Anse de Rospico, Sud de Nevez), peuvent être perçus comme la marque de dépôts détritiques feldspathiques, nourris par le granite lui-même. Cependant, l'âge de 483 MA. obtenu pour le granite de Moëlan par Ph. VIDAL, ne permet pas de retenir l'hypothèse émise quant à l'âge précambrien de ce socle éventuel, et donne à cette couverture un âge encore plus jeune post-ordovicien.

Or, l'examen pétrographique nous conduit à penser que ces faciès de bordure sont contemporains du granite et correspondent à des filons mis en place lors de l'intrusion granitique. Il est à noter d'ailleurs que les échantillons correspondant à ces faciès de bordure (cf. VIDAL, 1972), se placent sur l'isochrone des roches totales du granite de Moëlan.

Le granite de Moëlan nous paraît donc devoir être considéré comme un granite intrusif au sein d'une série sédimentaire et métamorphique, plutôt que comme un socle recouvert par cette même série.

III.2.3. Hypothèse d'un granite intrusif réellement précambrien.

L'examen des différents processus possibles ou invoqués pour la formation du complexe granitique Močlan - Lanvaux, nous conduit donc à considérer cet ensemble comme un complexe intrusif, en provenance du manteau (ou tout au plus de la base de la croûte continentale).

Cependant, l'âge de 483 M.A. peut-il être considéré comme l'âge réel de la formation du granite, ou bien est-il l'empreinte d'un événement postérieur à celui de sa mise en place. On connaît en effet quelques exemples de granites, dont les âges, obtenus par la méthode rubidium - strontium sont plus jeunes que les âges réels de leur formation, obtenus par la méthode uranium-plomb. De tels exemples de "rajeunissement" ont été signalés, par BOTTINO et al (1970) et ZARTMANN et al (1971) pour un complexe igné de l'est du Massachusetts (U.S.A.), et par DELHAL et al (1971) pour le granite de Noqui (Congo et Angola).

a) Le complexe intrusif de la Baie de Boston, Massachusetts (U.S.A.)

Ce complexe est constitué de trois massifs granitiques appartenant à la même série alcaline, comprenant les granites de Quincy, Cape Ann et Peabody. Le granite de Quincy est intrusif dans des schistes du Cambrien moyen ; des galets provenant de ce granite se retrouvent dans un conglomérat carbonifère (Pennsylvanien). L'âge de l'intrusion de ce complexe se situe donc dans une période comprise entre le Cambrien moyen et le Carbonifère.

Les études géochronologiques effectuées sur cet ensemble, et en particulier sur le granite de Quincy, par l'utilisation simultanée des trois méthodes, potassium-argon sur minéraux, rubidium-strontium sur roches totales et uranium-plomb sur zircons, ont révélé des résultats surprenants. Les âges obtenus sont reportés dans le tableau 2. La figure 9 permet de comparer ces résultats. Le fait le plus frappant à l'examen de ces résultats, est la discordance, entre les âges uranium-plomb et potassium-argon, et les âges rubidium-strontium, principalement pour le granite de Quincy.

FORMATION	Ages K-Ar (amphiboles)	Ages Rb-Sr (Roches totales)	Ages U-Pb 207Pb/206Pb
Granite de Quincy	430 - 458	313 ± 22 365 ± 7 *	437 ± 32
Granite de Cape Ann	374 - 397	435 ± 6	452 ± 10
Granite de Peabody	350 - 403	367 ± 24	435 ± 12 445 ± 22

★ BOTTINO et al (1970)

TABLEAU 2

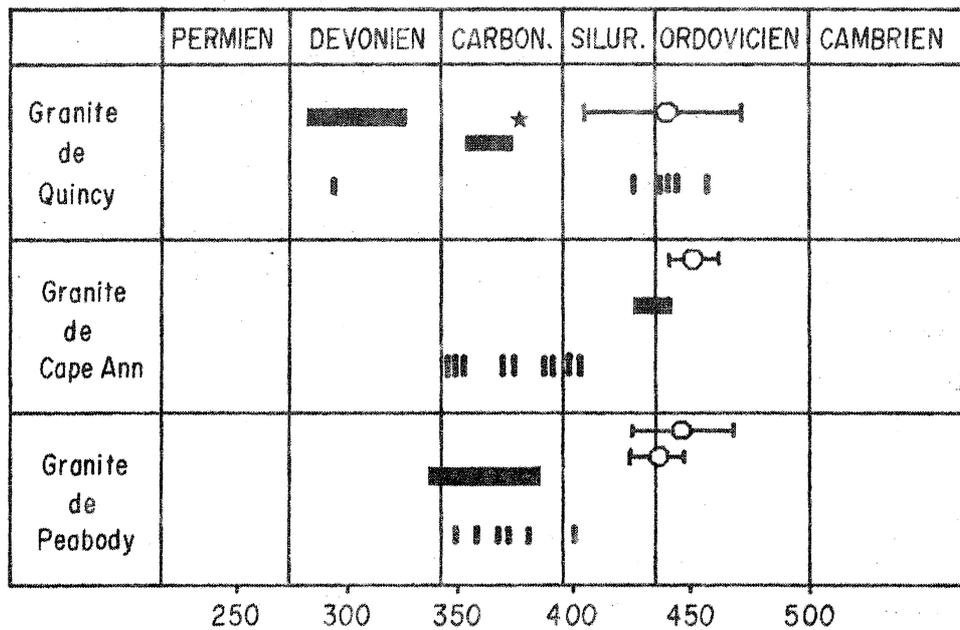
Deux études géochronologiques effectuées sur le granite de Quincy, par la méthode rubidium-strontium sur roches totales, ont donné les résultats suivants :

- 313 ± 22 M.A., rapport isotopique initial : 0,731
(ZARTMAN et MARVIN, 1971)
- 365 ± 7 M.A., rapport isotopique initial : 0,703
(BOTTINO et al., 1970).

La différence d'âge entre ces deux études est due à l'utilisation ou non, dans le calcul de la pente, des points représentatifs des roches totales, à haut rapport Rb/Sr, s'écartant de l'isochrone. Cependant, dans les deux cas, les âges obtenus sont inférieurs, d'une part aux âges uranium-plomb obtenus sur les zircons des trois massifs (450 ± 25 M.A.), et d'autre part aux âges obtenus sur riebeckite par la méthode potassium-argon.

La première conclusion à l'examen de ces résultats est que le système des roches totales n'est pas demeuré clos après la mise en place du granite. ZARTMAN et MARVIN pensent que non seulement l'âge obtenu, mais aussi la dispersion des points et le rapport isotopique initial relativement élevé (0,731) reflètent le caractère très perturbé de ce granite. Les mesures potassium-argon indiquent qu'après la mise en place, le granite de Quincy n'a pas été soumis à un événement thermique permettant la migration de l'argon hors des amphiboles, mais qu'il a été soumis à une métasomatose de basse température caractérisée par une migration en système ouvert du rubidium et du strontium, avec réhomogénéisation isotopique.

BOTTINO et al. (1970) interprètent, de la même façon, l'âge qu'ils ont obtenu sur le granite de Quincy, 365 M.A., par une perturbation du système rubidium-strontium des roches totales. Cependant, le faible rapport isotopique initial (0,703), les conduit à envisager un processus différent de celui invoqué par ZARTMAN et MARVIN. En effet, le calcul montre que si le granite s'est mis en place il y a 450 M.A., et que l'on prend la valeur moyenne des rapports isotopiques Rb/Sr calculés, le granite devrait avoir un rapport isotopique initial de 0,760, lors d'une perturbation homogénéisante à 365 M.A.



★ BOTTINO et al (1970)

(d'après ZARTMAN et MARVIN, 1971)

—○— U-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)

■ Rb-Sr (roches totales)

| K-Ar (Hornblendes)

Fig. 9 : Comparaison des âges obtenus par les trois méthodes de datation.

Le rapport isotopique initial observé actuellement, selon BOTTINO et al., peut s'expliquer par une homogénéisation isotopique avec perte de ^{87}Sr radiogénique hors de la masse granitique.

L'exemple du granite de Quincy montre donc la possibilité de "rajeunissement" des âges des granites, sous l'influence d'une homogénéisation isotopique totale de la masse intrusive ; de plus, des rapports isotopiques initiaux relativement bas peuvent être observés, si cette homogénéisation est accompagnée d'une perte de strontium radiogénique.

b) Le granite de Noqui (DELHAL et al. 1971).

Un cas semblable au précédent a été signalé par DELHAL et al. (1971), pour le granite de Noqui (Congo et Angola).

L'âge précis du granite hyperalcalin de Noqui n'est pas déterminé avec précision, néanmoins les résultats obtenus sur les zircons par la méthode uranium-plomb indiquent un âge minimum de 760 M.A. Or les mesures effectuées par la méthode rubidium-strontium sur les roches totales, donnent un âge de 553 M.A. (rapport isotopique initial : 0,833).

Le rapport isotopique initial de 0,833, est, selon DELHAL et al., trop élevé pour que le granite puisse être considéré comme résultant de la transformation de roches crustales ; ils considèrent plutôt que ce rapport initial élevé est la conséquence de la réhomogénéisation d'une roche hyperalcaline, d'âge plus ancien que 553 M.A. DELHAL et al. pensent, comme l'avaient déjà suggéré BOTTINO et al. (1970), que la réhomogénéisation isotopique est facilitée dans les roches possédant des rapports Rb/Sr élevés, ce qui est le cas pour le granite de Noqui.

Ces deux exemples montrent donc la facilité de réhomogénéisation isotopique à l'échelle du massif, dans certains granites alcalins ou hyperalcalins, à rapports Rb/Sr élevés. Dans ces cas, les rapports isotopiques initiaux, parfois très élevés, de ces granites, ne peuvent être interprétés que comme le résultat de l'influence d'une réhomogénéisation isotopique.

Mais, si l'homogénéisation isotopique est accompagnée d'une perte de strontium radiogénique hors du massif, le rapport isotopique initial peut ne pas être affecté par cet événement, et l'âge obtenu être considéré comme l'âge de la mise en place de la masse granitique, si l'on ne dispose d'une autre méthode de datation, permettant de remonter à l'âge "réel" de la mise en place du granite.

Aucun argument ne permet d'exclure la possibilité qu'un tel phénomène ait pu affecter le granite de Moëlan. En effet, si le granite alcalin de Moëlan ne possède pas des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ aussi élevés que celui de Noqui ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, variant de 25 à 325), ces rapports (compris entre 7 et 154), se trouvent cependant dans la gamme des valeurs obtenues pour le granite de Quincy (17,5 à 96). De plus, le rapport isotopique initial relativement bas, 0,703-0,704, peut, comme dans le cas du granite de Quincy ne pas avoir été affecté par l'éventuelle homogénéisation isotopique à 480 M.A., si l'on imagine une perte totale du strontium radiogénique hors des massifs.

Afin de juger de l'éventualité d'un tel phénomène, et de confirmer ou d'infirmer l'âge de 480 M.A., considéré comme celui de la mise en place du granite, nous avons entrepris l'étude des zircons du granite de Moëlan, par la méthode Uranium-Plomb.

IV. L'ETUDE URANIUM - PLOMB.

IV.1. Introduction.

L'âge de 483 M.A., obtenu par Ph. VIDAL sur le granite de Moëlan, a, comme nous venons de le souligner dans le précédent chapitre, modifié le schéma jusqu'alors admis, de la genèse de ce granite ; de plus, l'accord entre cet âge et les données paléographiques nouvelles a modifié la signification de l'axe Moëlan-Lanvaux dans la structure sud-armoricaine.

Nous avons également insisté sur le fait qu'une origine autre que magmatique ne pouvait être envisagée pour ces granites.

Cependant, une réhomogénéisation isotopique totale du strontium, à l'échelle des roches totales, au sein de massifs granitiques, peut conduire, comme cela a été montré par quelques auteurs, à l'obtention d'un âge Rb-Sr correspondant à celui du phénomène perturbateur, et non pas à celui de la mise en place du granite. L'éventualité d'un tel phénomène nous a amené à chercher une possible confirmation de l'âge de la mise en place du granite de Moëlan, par la méthode uranium-plomb appliquée aux zircons. L'étude des zircons du granite de Moëlan a été effectuée dans deux laboratoires, sur deux échantillons différents. L'un a été étudié à Bruxelles, au laboratoire de géochronologie de l'Université Libre, par S. DEUTSCH et Ph. VIDAL; l'autre, au laboratoire de géochronologie de Rennes.

IV.2 Description des échantillons

Un premier échantillon, ayant servi à la séparation des zircons analysés à Bruxelles, a été prélevé dans la carrière Le Guilly (route Moëlan - Riec/Belon; D 24). Cet échantillon correspond à la variété de granite à grain fin qui se retrouve en de nombreuses localités, dans la région de Clohars-Carnoët, de Riec/Belon et de Moëlan. Le type peut en être pris précisément dans la carrière Le Guilly.

Macroscopiquement, c'est un granite à grain équidimensionnel. Au microscope, on observe une texture grenue, non orientée. Les minéraux présents sont :

Quartz	Zircon
Orthose	Apatite.
Oligoclase (An ¹⁰⁻¹⁵)	
Biotite.	

Le second échantillon de granite de Moëlan, possède un grain plus grossier que le précédent. Microscopiquement, la texture est porphyroïde, présentant des plages de quartz de recristallisation, étirées entre les phénocristaux de feldspath potassique. Les phyllites sont allongées suivant des lits parallèles, qui donnent au granite son aspect gneissique.

IV.3 Description des zircons

IV.3.1 Morphologie

- a - La coloration et la limpidité des zircons sont très variables.
 - b - Les zircons sont peu allongés.
 - c - Dans cette population, les cristaux sont en général automorphes et sub-automorphes. Il existe également quelques cristaux arrondis et corrodés.
 - d - Les inclusions sont diverses :
 - inclusions "en baguettes",
 - inclusions à caractère "bulleux".
 - e - Environ 30 % des zircons sont zonés; les zones sont toujours facilement observables.
 - f - Les zircons à "noyau" représentent moins de 1 % de la population (un seul zircon à "noyau" observé).
 - g - Les groupements cristallins sont de deux types :
 - type prismatique,
 - type multiple.
 - h - La fracturation des zircons est importante.
- La planche photographique 2 montre quelques zircons caractéristiques du granite de Moëlan.

IV.3.2 Typologie (fig. 10)

Le diagramme de répartition typologique est caractérisé par :

- L'homogénéité de répartition
- La prédominance du type S sur les types U et P.
- Un centre de forte densité en S₁₅-S₂₀-S₂₅ ce qui correspond à un développement préférentiel de la pyramide (101) sur (211). Le centre de forte densité correspond à des indices IT élevés, ce qui montre une tendance au développement préférentiel du prisme (101) sur (110).
- La présence du type P caractérisé par une seule pyramide (101).

Les coordonnées du point moyen de la population, dans le diagramme de PUPIN et TURCO sont :

$$\overline{IA} = 577$$

$$\overline{Ii} = 590$$

Ce point moyen se place dans le domaine des granites monzonitiques à tendance alcaline.



1



2



3



4



5

Photo n° 1. Zircon très fracturé, à prisme (100) prédominant.

" n° 2. Zircon à pyramide (211) peu développée et présentant des inclusions en "baguettes".

" n° 3. Zircon automorphe, à zonage bien marqué.

" n° 4. Zircon automorphe, zoné ; la zone initiale est soulignée par des inclusions variées.

" n° 5. Fraction 74-105 μ. (x 90).

Planche photographique n°2. Les zircons du granite de Moëlan.

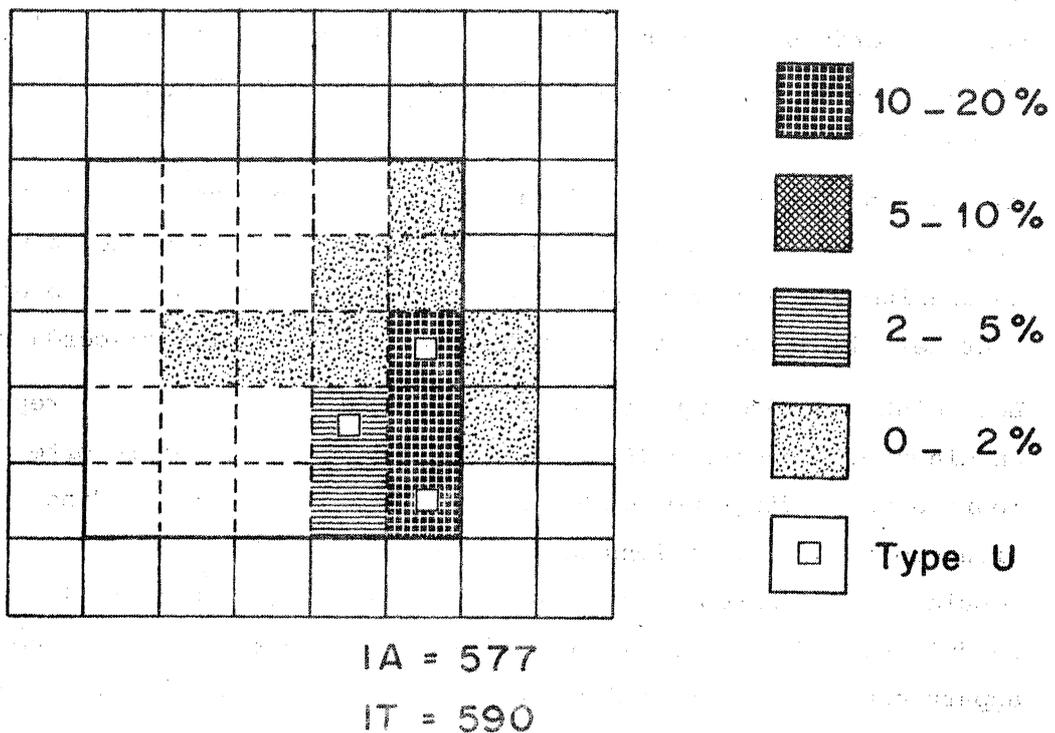


Fig. 10 : Répartition typologique des zircons du granite de Moëlan.

IV.4 Résultats analytiques.

Les différentes fractions de zircons ont été distinguées de deux manières différentes selon les laboratoires. Les zircons analysés à Bruxelles ont été séparés en quatre fractions de susceptibilité magnétique différente. Les analyses effectuées à Rennes ont porté sur quatre fractions de zircons, séparés selon leur taille, par tamisage. Les résultats analytiques ainsi que les âges apparents correspondants, sont reportés dans les tableaux 3 et 4.

On peut constater que les teneurs en uranium sont comparables d'un échantillon à l'autre. Les zircons les plus magnétiques sont les plus riches en uranium et aussi les plus discordants. Les fractions les plus fines sont les plus riches en uranium et également les plus discordantes.

Les points représentatifs des huit fractions analysées sont reportés dans un diagramme Concordia (fig. 11). Nous avons également reporté ces valeurs dans le diagramme de TERA-WASSERBURG (fig. 12). Ce diagramme rend bien compte des variations du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre les différentes populations de zircons analysées. De ce fait, il est possible de mettre en évidence, d'une part la présence de plomb hérité ou de zircons hérités appartenant à des populations plus anciennes, d'autre part les erreurs dues à la correction du plomb commun, qui peuvent être importantes dans le cas d'échantillons ayant des rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ trop faibles.

IV.5 Interprétation des résultats

Les points expérimentaux définissent une Discordia (fig. 11), passant au voisinage de l'origine et recoupant la courbe Concordia à 499 ± 12 M.A. Cependant, l'examen du diagramme de Tera-Wasserburg (fig. 12) nous conduit à penser que le point le plus concordant et correspondant à la fraction 1 B, possède un rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ trop élevé, dû à l'influence de la correction de plomb commun, correction qui est importante pour cette fraction qui possède un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 645. Il nous paraît de ce fait plus judicieux de calculer l'âge, sans tenir compte de cette fraction. Si l'on fait donc exception de cette valeur, la meilleure droite passant par les points expérimentaux recoupe la courbe Concordia à

TABLEAU 3 : Résultats analytiques* obtenus sur les zircons du granite de Moëlan.

Fraction	CONCENTRATIONS		RAPPORTS ISOTOPIQUES OBSERVES			RAPPORTS ISOTOPIQUES CALCULES			AGES APPARENTS (en M.A.)		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	206/204	207/206	208/206	207*/206*	207/235	206*/238	207*/206*	207*/235	206*/238
1 R 105-149μ T	1218	88,9	2176	0,06286	0,10639	0,05612	0,5736	0,07413	469	466	465
2 R 74-105μ M	1494	106,0	2460	0,06265	0,10930	0,05669	0,5603	0,07167	491	458	450
3 R 74-105μ NM	1585	106,6	2327	0,06321	0,10532	0,05692	0,5354	0,06822	500	441	429
4 R 53-74μ T	2213	145,4	2087	0,06373	0,10758	0,05672	0,5210	0,06622	492	431	417

* Analyses effectuées à RENNES

T : Fraction totale
 NM : fraction non magnétique
 M : fraction magnétique.

Plomb commun de correction :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,7$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,9$$

TABLEAU 4 : Résultats analytiques* obtenus sur les zircons du granite de Moëlan.

Fraction	CONCENTRATIONS		RAPPORTS ISOTOPIQUES OBSERVES			RAPPORTS ISOTOPIQUES CALCULES			AGES APPARENTS (en M.A.)		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	206/204	207/206	208/206	207*/206*	207*/235	206*/238	207*/206*	207*/235	206*/238
1B NM 1,5A 1,5°	747	55,0	645	0,07993	0,14755	0,05743	0,5915	0,07469	520	478	469
2B M 1,5A 1,5° NM 2,5°	1272	89,8	1156	0,06919	0,11280	0,05662	0,5631	0,07212	489	459	453
3B M 1,5A 2,5° NM 4°	1778	102,4	2118	0,06404	0,09458	0,05721	0,5478	0,06945	511	449	437
4B M 1,5A 4°	2727	170,6	1618	0,06522	0,09459	0,05625	0,5063	0,06451	474	417	407

* Analyses effectuées à BRUXELLES.

NM 2,5A : non magnétique à 2,5A

M 1,5A : magnétique à 1,5A

4° : pente utilisée (séparateur Frantz).

Plomb commun de correction :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,7$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,9$$

$\frac{206 \text{ Pb}}{238 \text{ U}}$

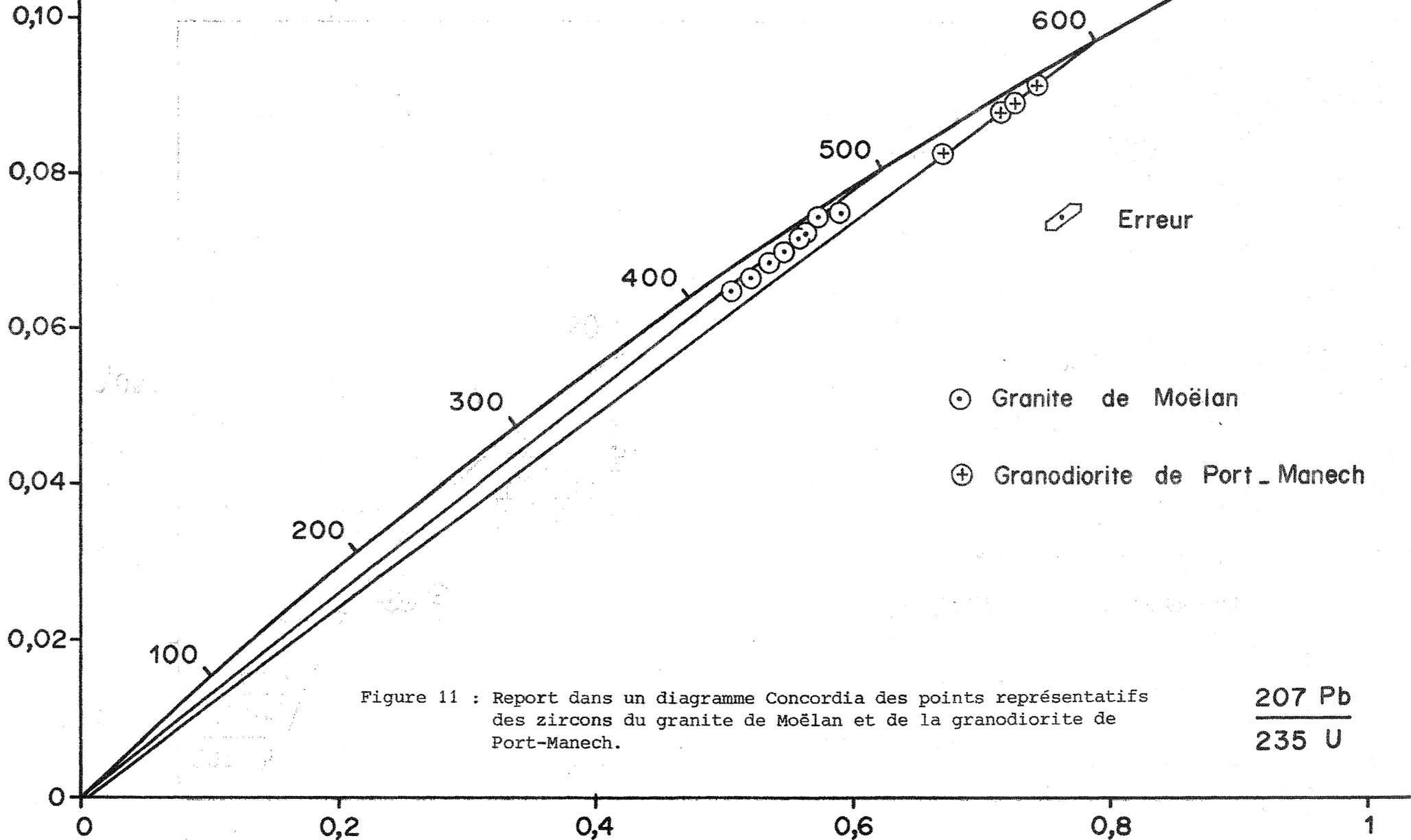


Figure 11 : Report dans un diagramme Concordia des points représentatifs des zircons du granite de Moëlan et de la granodiorite de Port-Manech.

$\frac{207 \text{ Pb}}{235 \text{ U}}$

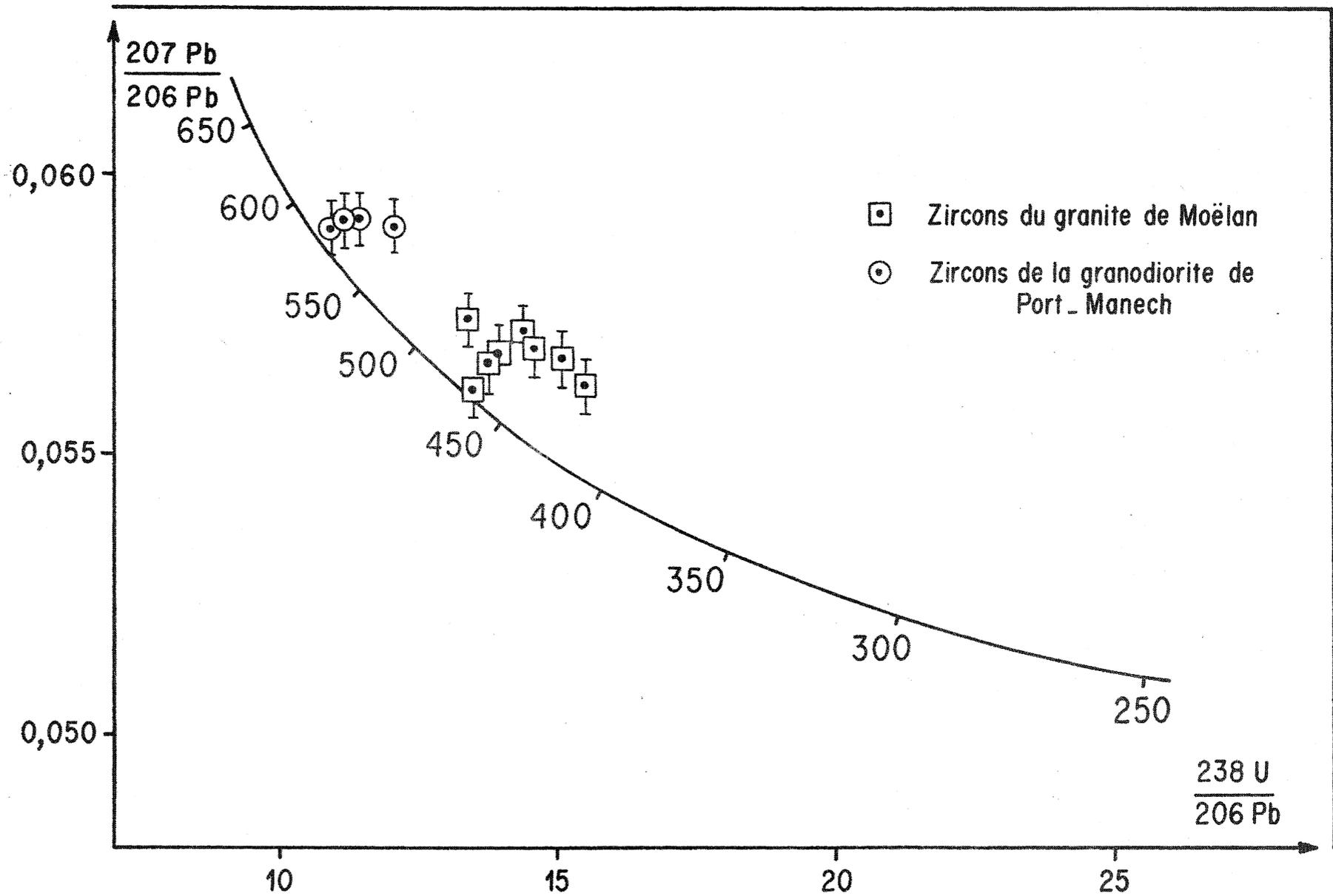


Figure 12 : Report dans un diagramme de Tera-Wasserburg des points représentatifs des zircons du granite de Moëlan et de la granodiorite de Port-Manech.

482 \pm 7 M.A. Cependant, l'ordonnée à l'origine étant légèrement négative, nous préférons calculer la Discordia en intégrant dans le calcul le point O. L'âge devient alors de 496 \pm 17 M.A.

L'examen des zircons n'a pas permis de mettre en évidence la présence de zircons hérités, ou de coeurs anciens, dans les populations analysées. De même, l'examen du diagramme de Tera-Wasserburg ne permet pas de mettre en évidence un éventuel héritage de plomb radiogénique. De ce fait, nous considérons l'âge de 496 \pm 17 M.A. comme celui de la formation du granite de Moëlan.

Il est à noter que les événements tectoniques et surtout métamorphiques, hercyniens, pourtant très importants dans cette zone, dont on a vu qu'ils n'ont pas perturbé les systèmes Rb-Sr en roches totales, n'ont eu également aucune influence sur le système uranium-plomb des zircons du granite de Moëlan.

IV.6 Conclusions

L'étude du comportement du système rubidium-strontium nous a conduit à exclure toute possibilité de genèse de ce granite à partir de matériel d'origine crustale. Si donc le caractère intrusif et l'origine magmatique profonde (Manteau supérieur ou limite Manteau-croûte continentale) est acquis, l'âge obtenu par la méthode rubidium-strontium pouvait souffrir deux interprétations :

- ou bien l'âge de 496 M.A. est l'âge réel de la formation et de la mise en place de ce granite,
- ou bien cet âge correspond à un phénomène perturbateur du système rubidium-strontium des roches totales d'un granite d'âge plus ancien, ayant subi une perte de strontium radiogénique, comme cela a été noté par certains auteurs, pour des granites alcalins et calco-alcalins.

L'étude géochronologique par la méthode uranium-plomb, a permis de lever cette incertitude; la concordance remarquable observée entre les résultats rubidium-strontium (483 M.A.) et uranium-plomb (496 M.A.) permet en effet d'attribuer au granite de Moëlan, un âge ordovicien, et de confirmer les résultats obtenus par Ph. VIDAL, sur ce même granite.

V. ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE DE LA GRANODIORITE DE PORT-MANECH

V.1 Introduction

A l'intérieur du granite de Moëlan, nous avons pu mettre en évidence la présence d'une masse granodioritique (granodiorite de Port-Manech), qui se distingue du granite qui l'entoure, tant par ses caractères pétrographiques que structuraux. Cette distinction est basée sur des faits d'observations; en effet, si les phénomènes de déformation se traduisent à l'intérieur du granite de Moëlan par une simple disposition des phyllites selon des plans parallèles (N 80°-100°), la granodiorite de Port-Manech présente dans ses structures cristallines, la marque d'une évolution structurale plus complexe que celle du granite de Moëlan. D'autres caractères, tels que la différence de composition pétrographique, et la présence d'enclaves micaschisteuses uniquement localisées dans la granodiorite de Port-Manech, permettent de distinguer nettement ces deux ensembles.

Afin d'établir une relation d'âge entre ces deux ensembles, nous avons entrepris l'étude géochronologique de la granodiorite de Port-Manech par les méthodes rubidium-strontium sur roches totales et uranium-plomb sur zircons.

V.2 Etude Rubidium-Strontium

Une première étude géochronologique de la granodiorite de Port-Manech a été effectuée par la méthode rubidium-strontium sur roches totales. L'homogénéité des rapports Rb/Sr des différents échantillons, ainsi que leur faible valeur (Tableau 5), ont desservi cette étude. Nous avons cependant étudié quatre échantillons de roches totales, qui donnent un âge de 657 ± 66 M.A., avec un rapport isotopique initial de $0,7041 \pm 0,0028$ (fig. 13).

Si l'âge de cette granodiorite ne peut être déterminé avec précision, il nous semble cependant qu'il n'y ait aucun doute quant à son antériorité par rapport au granite de Moëlan (496 M.A.).

De plus, en Bretagne méridionale, mis à part les orthogneiss de l'axe Moëlan - Lanvaux (565 M.A.), il n'existe aucune évidence géochronologique d'événements magmatiques plus anciens que 496 M.A. La granodiorite de Port-Manech pourrait donc correspondre au premier événement magmatique d'âge cadomien, connu dans le Sud du Massif armoricain.

TABLEAU 5

Résultats analytiques Rb-Sr obtenus sur la granodiorite de Port-Manech.

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
R 919	135,4	177,4	2,210	0,7247
R 918	134,0	186,4	2,082	0,7229
R 757*	136,2	230,3	1,712	0,7195
R 920	127,6	243,1	1,520	0,7183

* Echantillon ayant servi à l'extraction des zircons.

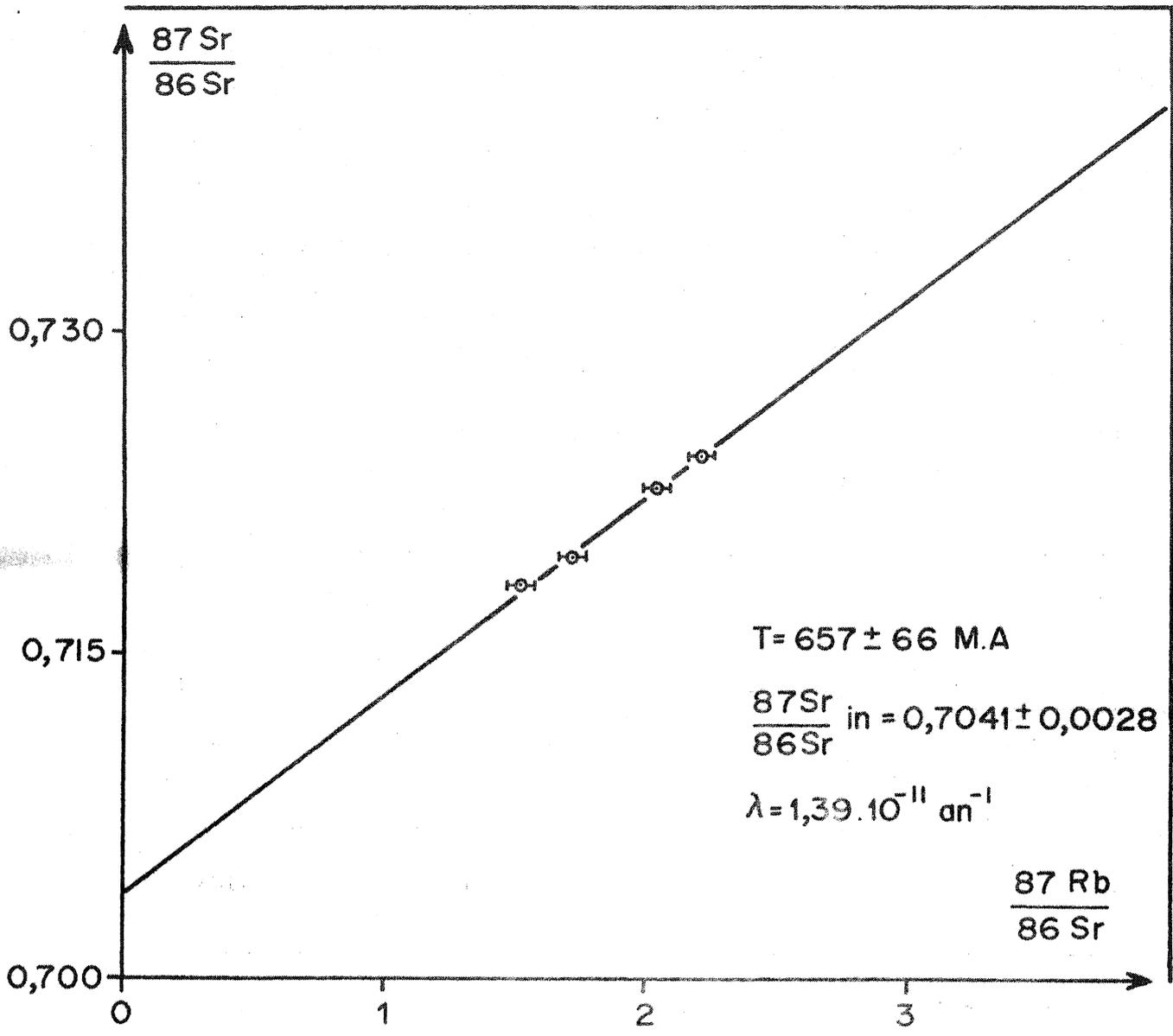


Fig. 13 : La granodiorite de Port - Manech.

Afin de tenter de déterminer avec plus de précision l'âge de cette granodiorite, nous avons entrepris une seconde étude géochronologique, par la méthode uranium-plomb appliquée aux zircons.

V.3 Etude Uranium-Plomb

V.3.1. Description des zircons

V.3.1.1. Morphologie

- a - Les cristaux sont peu colorés et de limpidité variable.
- b - L'élongation est peu importante.
- c - Les cristaux sont sub-automorphes ou arrondis, avec la présence de quelques zircons corrodés.
- d - Les inclusions sont diverses :
 - "baguettes" claires,
 - inclusions trapues,
 - inclusions à caractère "bulleux", surtout dans les cristaux les plus sombres.
- e - Les zircons zonés représentent environ 20 % de la population. Les zones sont toujours nettes.
- f - Les zircons à "noyau" constituent environ 5 % de la population.
- g - Les groupements cristallins sont abondants, et constituent 5 % de la population. Deux types de groupements ont été observés :
 - le type prismatique à cristaux jumeaux,
 - le type multiple, moins fréquent que le précédent.
- h - Les zircons sont en général peu fracturés.

La planche photographique 3 montre quelques zircons caractéristiques de la granodiorite de Port-Manech.

V.3.1.2. Typologie

Du point de vue typologique, la population est caractérisée par :

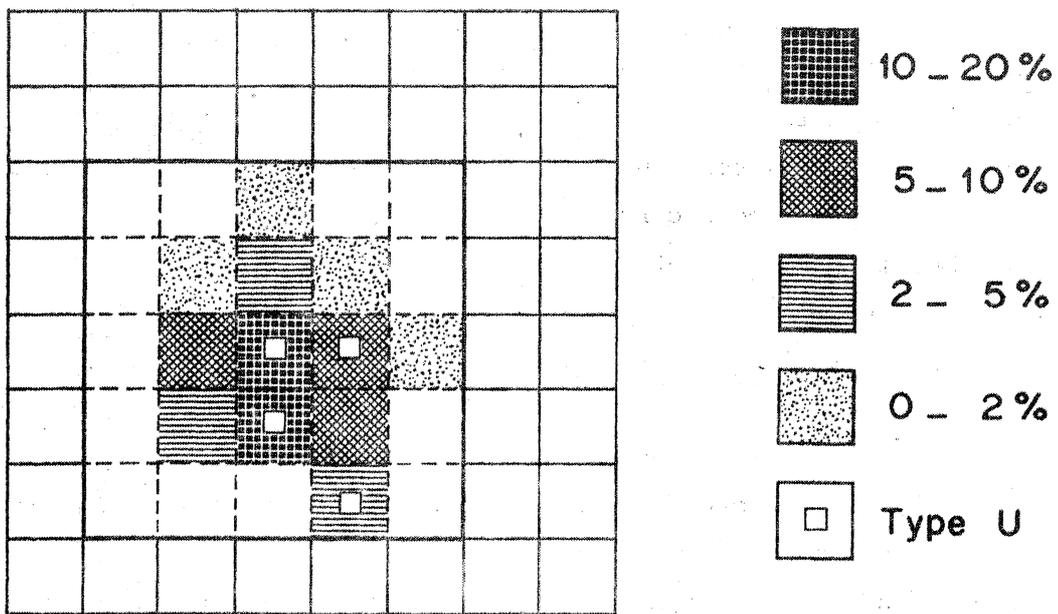
- la très nette prédominance du type S sur le type U.
- l'homogénéité de répartition; il n'existe aucune discontinuité entre les sous-types.

Les coordonnées moyennes de la population sont :

$$\overline{IA} = 412$$

$$\overline{IT} = 531$$

Ce point moyen se situe dans le champ de répartition des granodiorites.



IA = 412

IT = 531

Fig. 14 : Répartition typologique des zircons de la granodiorite de Port-Manech.



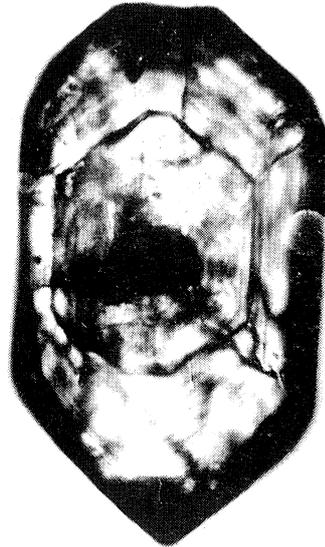
1



2



3



4



5

Photo n° 1. Zircon arrondi.

" n° 2. Zircon zoné et corrodé.

" n° 3. Zircon subautomorphe, zoné.

" n° 4. Zircon à noyau présentant un cortex zoné.

" n° 5. Fraction > 88 μ . (x 90).

Planche photographique n°3. Les zircons de la granodiorite de Port-Manech.

V.3.2 Résultats analytiques

L'étude géochronologique de la granodiorite de Port-Manech a été effectuée sur quatre fractions de zircons, de taille et de susceptibilité magnétique différentes. Les zircons ont été extraits de l'échantillon 757 (Tableau 5), ayant également servi à l'étude rubidium-strontium. La pétrographie de l'échantillon correspond à la description donnée, au paragraphe II, de la granodiorite de Port-Manech.

Les résultats analytiques, ainsi que les âges apparents correspondants sont reportés dans le Tableau 6 : des points représentatifs de ces quatre fractions sont reportés dans un diagramme Concordia (fig. 11).

La très faible différence de teneur en uranium entre les différentes fractions explique le faible étalement des points représentatifs dans le diagramme Concordia. Le fait le plus singulier est cependant le haut degré de concordance des points expérimentaux. Comme l'a suggéré WASSERBURG (1963), en se basant sur les corrélations notées par SILVER (1962) entre le degré de concordance et la teneur en uranium, la diffusion du plomb hors des zircons, serait due aux dommages causés au réseau lors de la désintégration de l'uranium. La faible teneur en uranium des zircons analysés pourrait ainsi expliquer le haut degré de concordance de ces derniers.

V.3.2. Interprétation des résultats

La droite passant par les points expérimentaux (fig. 11) définit une DISCORDIA passant par l'origine et recoupant la Concordia à 592 ± 10 M.A. Doit-on interpréter cet âge comme celui de la formation des zircons et de la mise en place de la granodiorite, ou bien correspond-il à l'âge d'une homogénéisation isotopique totale au sein des zircons lors de l'orogénèse cadomienne. Cette dernière hypothèse paraît peu probable, car on ne connaît pas d'exemple d'homogénéisation isotopique totale ou de perte totale de plomb, dans des zircons possédant de si faibles teneurs en uranium et dans des roches d'une telle composition. Un mélange de populations de zircons ne peut également être envisagé, car comme on peut le noter sur le diagramme de Tera-Wasserburg (fig. 12), il n'existe aucune évidence, dans chacune des populations étudiées, de la présence de plomb radiogénique hérité ou de zircons hérités. D'autre part, selon une telle hypothèse, un

TABLEAU 6 : Résultats analytiques obtenus sur les zircons de la granodiorite de Port-Manech.

Fraction	CONCENTRATIONS		RAPPORTS ISOTOPIQUES OBSERVES			RAPPORTS ISOTOPIQUES CALCULES			AGES APPARENTS (en M.A.)		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	206/204	208/206	207/206	207*/206*	207*/235	206*/238	207*/206*	207*/235	206*/238
88-74μ NM 2,5A 1°	381,4	35,4	2815	0,06428	0,13507	0,05909	0,7443	0,09136	583	572	568
88-74μ M 2,5A 1°	405,8	36,4	2137	0,06611	0,12991	0,05928	0,7271	0,08896	591	562	554
74-62μ M 2,5A 5°	416,2	37,2	1713	0,06781	0,14769	0,05929	0,7166	0,08765	591	556	546
53-45μ NM 2,5A 1°	437,4	36,8	1411	0,06946	0,15381	0,05911	0,6728	0,08255	584	529	516

Plomb commun de correction :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,6$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,7$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,9$$

mélange de zircons antécadomiens et de zircons ayant recristallisé lors des temps paléozoïques, donnerait un schéma de discordance différent de celui qui est observé sur la figure 9.

Nous interprétons donc l'âge de 592 ± 10 M.A., obtenu sur la granodiorite de Port-Manech, comme celui de sa formation.

Tout comme dans le cas du granite de Moëlan, l'alignement des points représentatifs des zircons dans le diagramme CONCORDIA ne met en évidence aucune influence des événements ayant pu affecter la granodiorite, durant le Paléozoïque inférieur et pendant l'orogénèse hercynienne.

V.3.3 Conclusions

L'étude géochronologique de la granodiorite de Port-Manech nous a permis de mettre en évidence l'antériorité de cette masse granodioritique (592 ± 10 M.A.) par rapport au granite de Moëlan.

D'autre part, le rapport initial du granite de Moëlan (0,7030) exclut toute possibilité de formation de ce dernier à partir de la granodiorite cadomienne, par feldspathisation de cette dernière durant l'Ordovicien.

La granodiorite de Port-Manech nous paraît donc devoir être considérée comme un résidu cristallin cadomien à l'intérieur du granite ordovicien de Moëlan.

L'âge obtenu sur cette granodiorite est une preuve de l'existence d'événements magmatiques lors de l'orogénèse cadomienne dans le Sud du Massif armoricain. L'âge cambrien des orthogneiss situés au Nord du massif de Moëlan va également dans ce sens.

En outre la présence d'enclaves de schistes cristallins dans cette granodiorite confirme l'existence d'un soubassement anté-paléozoïque métamorphique dans cette région.

VI. CONCLUSIONS ET DISCUSSION

Les résultats géochronologiques obtenus sur le granite de Moëlan, tant par les méthodes rubidium-strontium sur roches totales qu'uranium-plomb sur zircons, permettent de tirer des conclusions concernant, d'une part la chronologie des événements dans le Sud du massif armoricain, et, d'autre part, la formation de l'alignement granito-gneissique de Moëlan - Lanvaux, dont l'importance dans la structure sud-armoricaine n'est plus à rappeler.

Tout d'abord, la bonne concordance observée entre les âges obtenus par les méthodes rubidium-strontium (483 M.A.) et uranium-plomb (495 M.A.), permet d'affirmer que cet âge correspond à celui de la mise en place du granite de Moëlan s. str. et par extension à la formation de l'essentiel de l'axe granitique de Moëlan - Lanvaux. Cet âge n'est pas l'unique indice d'une activité magmatique ordovicienne dans le domaine sud-armoricain; en effet, BARRIERE et al. (1971), ont obtenu un âge voisin (492 M.A.) pour l'intrusion de la trondhjémite de Douarnenez.

Ces âges reflètent donc l'existence d'événements, tout au moins plutoniques, dont la liaison avec l'orogénèse calédonienne reste à discuter dans le Sud du Massif armoricain. En outre, l'âge de 592 M.A. obtenu par l'étude des zircons de la granodiorite de Port-Manech, située à l'intérieur du granite de Moëlan, prouve l'existence de manifestations magmatiques, lors de l'orogène cadomien, dans cette zone.

D'autre part, l'examen successif des différentes hypothèses proposées pour l'origine de cet axe granitique et de leur influence respective sur le comportement du système rubidium-strontium des roches totales, nous a conduit à attribuer aux granites constituant cet axe, une origine profonde (manteau supérieur ou base de la croûte continentale); en effet, seule une telle origine est compatible avec la faible valeur du rapport isotopique initial ($0,7030 \pm 0,0005$).

Ces datations ne permettent pas cependant de résoudre certains problèmes géologiques qui restent encore posés dans cette région. Le fait que le granite de Moëlan soit intrusif dans la série métamorphique du Pouldu nous laisse en effet, sans réponse sur l'âge sédimentaire de cette série.

S'il semble prouvé ainsi que la série du Pouldu ne corresponde pas à une couverture siluro-dévonienne, reposant sur un socle ordovicien, la question reste néanmoins posée quant à savoir si ces schistes cristallins correspondent à des séries d'âge paléozoïque, métamorphisées et tectonisées durant les événements hercyniens, ou bien à des séries briovériennes, ayant subi l'influence successive des orogènes cadomiennes et hercyniennes, dans lesquelles le granite de Moëlan aurait fait intrusion.

Deux techniques peuvent aider à résoudre ce problème :

l'analyse tectonique et la géochronologie. On sait en effet, que la série du Pouldu a été affectée par trois phases essentielles de déformation (HORRENBERGER, 1969, 1971). COGNÉ et HORRENBERGER (en préparation), sur la base d'arguments tectoniques, pensent que la formation du granite de Moëlan est syntectonique de la deuxième phase de déformation et a été déformée par la troisième phase.

Avant l'intrusion du granite de Moëlan, durant l'Ordovicien, la série métamorphique du Pouldu, selon les arguments avancés précédemment, aurait donc subi une phase de déformation et de métamorphisme. Il se pose donc le problème situer cette première phase de déformation par rapport aux déformations rencontrées dans les ensembles datés, plus anciens.

La géochronologie peut, de son côté, contribuer à la connaissance de l'âge sédimentaire de cette série métamorphique : l'étude des zircons en particulier, peut permettre de déterminer les différents âges de formation des différentes populations de zircons contenues dans cette série, ainsi que l'âge des événements ayant perturbé leur système uranium-plomb. Du fait des mélanges des populations, une telle étude nécessite d'une part une séparation très précise des différents types et d'autre part, l'emploi de techniques très fines pouvant aller jusqu'à l'analyse grain par grain (LANCELOT et al., 1973 et à paraître). La présence dans cette série de zircons issus de roches-mères d'âge cadomien prouverait l'âge post-cadomien (donc paléozoïque) de la sédimentation. L'étude des zircons détritiques dans les enclaves micaschisteuses de la granodiorite de Port-Manech et leur comparaison avec ceux de la série du Pouldu serait également d'un grand intérêt, car contrairement aux schistes cristallins de la série du Pouldu, il n'existe aucun doute quant à l'appartenance à un soubassement

métamorphique anté-paléozoïque, des micaschistes en enclaves. Cependant, ces études peuvent être compliquées par l'influence, sur les systèmes uranium-plomb des zircons, des métamorphismes ayant affecté cette série. Telles nous semblent être les voies qui permettraient de déterminer l'âge sédimentaire de la série du Pouldu, et par là des séries métamorphiques sud-armoricaines.

CONCLUSIONS GENERALES

Cette étude géochronologique par la méthode uranium-plomb appliquée aux zircons, nous a permis de préciser l'âge radiométrique de formations magmatiques correspondant chacune à une étape essentielle de l'évolution orogénique de leur propre domaine, au sein du Massif armoricain.

L'âge de 2 060 M.A. obtenu sur les gneiss d'Icart confirme d'une part l'existence d'un socle antérieur au dépôt des sédiments briovériens dans le domaine nord-armoricain et d'autre part constitue un premier repère chronologique absolu dans l'établissement du schéma d'évolution orogénique de ce socle anté-cadomien.

Les résultats obtenus sur les zircons du granite de Moëlan (496 M.A.) confirment quant à eux, l'âge de 483 M.A. obtenu par VIDAL par la méthode rubidium-strontium, pour la formation de l'essentiel de l'axe granitique de Moëlan-Lanvaux, et prouvent l'existence d'événements magmatiques, dans le Sud du Massif armoricain, durant l'Ordovicien. L'absence de tout événement métamorphique et tectonique durant cette période dénote cependant le caractère anorogénique de cette activité magmatique.

De plus, l'étude comparative des systèmes uranium-plomb des zircons et rubidium-strontium des roches totales de ces deux ensembles, nous a montré l'intérêt de l'utilisation simultanée de ces deux méthodes dans la détermination de l'âge de mise en place des formations magmatiques, situées dans des domaines polyorogéniques. En effet, la confrontation des résultats obtenus à l'aide de ces deux systèmes radiochronologiques, permet de mettre en évidence une éventuelle perturbation isotopique de l'un ou l'autre des systèmes sous l'influence d'événements tectono-métamorphiques, et par là de s'assurer de la validité et de la signification des âges observés.

Ainsi, dans le cas du granite de Moëlan, l'excellente concordance observée entre les résultats uranium-plomb et rubidium-strontium, ainsi que la faible valeur du rapport isotopique initial (0,703), permet d'exclure la possibilité d'une perturbation des systèmes et de considérer l'âge de 496 M.A. comme celui de la mise en place du granite.

Par contre, dans le cas des gneiss d'Icart, la discordance d'âge rubidium-strontium sur roches totales et uranium-plomb sur zircons reflète le comportement différentiel de ces deux systèmes, après leur formation. Cette discordance d'âge peut être interprétée par l'influence d'un métamorphisme ayant perturbé le système rubidium-strontium des roches totales - ce qui expliquerait la dispersion des points expérimentaux le long de deux isochrones de référence (2 620 M.A. et 1 960 M.A.) - mais n'ayant pas affecté le système uranium-plomb des zircons, qui sont peu discordants, et dont l'âge (2 060 M.A.) correspondrait à la mise en place du granite initial.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J.D. - A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Islands (United Kingdom). Thèse oxford, ronéo. (1967).
- AHRENS, L. : - The convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 7, 294-300 (1955).
- AKISHIN, P.A., NIKITIN, O.T., PANCHENKOV, G.M. - A new effective ionic emitter for the isotopic analysis of lead. *Geochemistry* 5, 500-505 (1957).
- ALBAREDE, F. - Thèse 3ème cycle, Paris (1971).
- ALLEGRE, C.J., ALBAREDE, F., GRUENENFELDER, M., KOEPEL, V. - $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ zircon geochronology in Alpine and non-alpine environment. *Contr. Mineral. and Petrol.* 43, 163-194 (1974).
- AUVRAY, B., VIDAL, Ph. - Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). *Réunion Ann. Sci. Terre*, Paris, P.54 (1973).
- BARRIERE, M., COGNE, J., VIDAL, Ph. - La trondhjémite de Douarnenez : Une intrusion magmatique ordovicienne dans les schistes cristallins du Sud-Finistère. *C.R. Acad. Sc. Paris.* 273, 1556-1559 (1971).
- BARROIS, Ch. - Légende de la feuille de Lorient 1/80 000ème (1885).
- BOTTINO, M.L., FULLAGAR, P.D., FAIRBAIN, H.W., PINSON, W.H., HURLEY, P.M. - The Blue Hills igneous complex, Massachusetts : Whole rock Rb-Sr open systems. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 3739-3746 (1970).
- CAMERON, A.E., SMITH, D.H., WALKER, R.L. - Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead. *Anal. Chem.* 41, 525-526 (1969).
- CARSLAW, H.S., JAEGER, J.C. - Conduction of heat in solids, 2nd edition, 32, Oxford University Press, London (1959).
- CHARLOT, R. - The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco) : a geochronological study. *Precambrian Research*. Sous presse.
- CLIFF, R.A. - Strontium isotope distribution in a regionally metamorphosed granite from the zentralgneiss, South-East Tauernfenster, Austria. *Contr. Mineral. and Petrol.* 32, 274-288 (1971).
- COGNE, J. - Schistes cristallins et granites en Bretagne Méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Mém. Expl. Carte Géol. Fr.*, 328 p. (1960).

- COGNE, J. - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens, in Colloque International sur les corrélations du Précambrien, Rabat (1970).
- COGNE, J. - Le Massif Armoricaïn et sa place dans la structure des socles Ouest-européens : l'arc hercynien ibéro-armoricaïn, in Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Technip, Paris, I, 1-23 (1971).
- COGNE, J., VIDAL, Ph. - Résultats géochronologiques récents en Bretagne Méridionale. Signification géodynamique de l'axe structural de Moëlan - Lanvaux au cours de l'Ordovicien et du Silurien, et problèmes nouveaux. C.R. Som. Soc. Géol. Fr. 3, 117-119 (1972).
- DAVIS, G.L., HART, S.R., TILTON, G.R. - Some effects of contact metamorphism in zircon ages. Earth Planet. Sci. Lett. 5, 27-34 (1968).
- DELHAL, J., LEDENT, D., PASTEELS, P., VENIER, J. - Etude du comportement isotopique de systèmes Rb/Sr et U/Pb dans le granite hyperalcalin de Noqui (République Démocratique du Congo et Angola). Ann. Soc. Géol. Belgique. 94, 223-236 (1971).
- GRAUERT, B., ARNOLD, A. - Deutung diskordanter zirconalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer alpen). Contr. Mineral. And Petrol. 20, 34-56 (1968).
- GRAUERT, B., HANNY, R., SOPTRAJANOVA, G. - Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region : the Moldanubicum of the area Lam - Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. Contr. Mineral and Petrol. 45, 37-63 (1974).
- GRAUERT, B., WAGNER, M.E. - Age of the granulite - facies metamorphism of the Wilmington Complex, Delaware - Pennsylvania Piedmont. Am. Jour. Sc. 275, 683-691 (1975).
- HAMET, J., ALLEGRE, C.J. - Age des orthogneiss de la zone axiale de la MONTAGNE Noire (France) par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr . Contr. Mineral. and Petrol. 34, 251-257 (1972).
- HART, S.R., DAVIS, G.L., STEIGER, R.H., TILTON, G.R. - A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism in Radiometric dating for geologists, 73-110. Hamilton, E.I. Farghar, R.M., EDS. New-York (1968).
- HART, S.R., DAVIS, G.L. - Zircon U-Pb and whole-rock Rb-Sr ages and early crustal development near Rainy lake, Ontario. Geol. Soc. Amer. Bull. 80, 595-616 (1969).
- HILLS, F., GAST, P.W., HOUSTON, R.S., SWAINBANK, I.G. - Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountains Southeastern Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull. 79, 1757-1784 (1968).

- HORRENBERGER, J.C. - Thèse 3ème cycle, Strasbourg (1969).
- HORRENBERGER, J.C. - Etude pétrographique et structurale des formations métamorphiques et granitiques du secteur côtier Doëlan - Concarneau. Strasbourg, ronéo, 15 p. (1971).
- JAFFEY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E., BENTLEY, W.C., ESSLING, A.M. Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . Physical Rev. C4, 1889-1906 (1971).
- KOEPPEL, V., GRUENENFELDER, M. - A study of inherited and newly formed zircons from paragneiss and granitised sediments of the Strona - Ceneri Zone (Southern Alps). Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 51, 387-411 (1971).
- KOEPPEL, V., SOMMERAYER, J. - Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. Contr. Mineral. and Petrol. 20, 34-56 (1974).
- KRAUS, K.A., NELSON, F. - Anion exchange studies of the fission products. Proc. Int. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy, 1955, Sess. 9B1, P/837, 7, 113-131 (1956).
- KROGH, T.E., - A simplified technique for the dissolution of zircon and the isolation of uranium and lead. Carnegie Inst. Wash. Yearb. 69, 342-344 (1970).
- KROGH, T.E., - A low-contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 3, 485-494 (1973).
- LANCELOT, J.R., ALLEGRE, C.J. - Datation U-Th-Pb de zircons grain par grain par dilution isotopique. Conséquences géologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 277, 2117-2120 (1973).
- LANPHERE, M.A., WASSERBURG, G.J., ALBEE, A.L., TILTON, G.R. - Redistribution of strontium and rubidium isotopes during metamorphism. World Beater Complex Panamint Range, California. Isotopic and Cosmic chemistry, 269-320. North Holland Publ. Co. Amsterdam (1964).
- LATOUCHE, L., VIDAL, Ph. - Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. Bull. Soc. Geol. Fr. 7, 14, 195-203. (1974).
- LEUTWEIN, F., POWER, G., ROACH, R., SONET, J. - Quelques résultats géochronologiques obtenus sur des roches d'âge précambrien du Cotentin. C.R. Acad. Sc. Paris, 276, 2121-2124 (1973).
- MATTINSON, J.M. - Preparation of ultrapure HF, HCl and HNO₃. Carnegie Inst. Wash. Yearb. 70, 266-267 (1971).
- MOORBATH, S. - Geological interpretation of whole-rock isochron dates from high grade gneiss terrains. Nature, 255, 391. (1975).

- NAYLOR R.S., STEIGER, R.H., WASSERBURG, G.J. - U-Th-Pb and Rb-Sr systematics in 2700×10^6 years old plutons from the southern Wind River Range, Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 34, 1133-1159 (1970).
- NICOLAYSEN, L.O. - Solid diffusion in radioactive minerals and the measurements of absolute ages. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 11, 41-59 (1957).
- PETERMAN, Z.E., HEDGE, C.E., COLEMAN, R.G., SNAVELY, P.D. - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magmas in orogenic belts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2, 433-439 (1967).
- PIDGEON, R.T., O'NEIL, J.R., SILVER, L.T. - Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science*, 154, 1538-1540 (1966).
- PIDGEON, R.T., KOEPEL, V., GRUENENFELDER, M. - U-Pb isotopic relationships in zircon suite from a para- and orthogneiss from the Ceneri-zone, southern Switzerland. *Contr. Mineral. and Petrol.* 26, 1-11 (1970).
- PIDGEON, R.T., JOHNSON, M.R.W. - A comparison of zircon U-Pb and whole-rock Rb-Sr systems in three phases of the Carn Chuinneag granite, Northern Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 105-112 (1974).
- ROACH, R.A. - Outline and guide to the geology of Guernesey. *Rep. Soc. Guernés*, 18, 751-776 (1966).
- ROACH, R.A., ADAMS, C., BROWN, M., POWER, G., RYAN, P. - The Precambrian stratigraphy of the Armorican Massif, NW France, 24e congrès Geol. Intl. Sect. 1, 246-252. (1972).
- SILVER, L.T. - The use of cogenetic uranium - lead isotopic systems in zircons in geochronology. in *Radioactive Dating*. I.A.E.A. Athens, 279-287 (1963).
- SILVER, L.T., DEUTSCH, S. - Uranium-Lead isotopic variations in zircons : a case study. *J. Geol.* 71, 721-758 (1963).
- STEIGER, R.H., WASSERBURG, G.J. - Comparative U-Th-Pb systematics in $2,7 \times 10^9$ year plutons of different geologic histories. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 1213-1232 (1969).
- TILTON, G.R. - Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.* 65, 2933-2945 (1960).
- ULRYCH, T.J. - Discordant lead-uranium ages due to continuous loss of lead. *Nature* 200, 561-562 (1963).
- VERDIER, B - Thèse 3ème cycle, Strasbourg (1968).
- VIDAL, Ph., COGNÉ, J., BONHOMME, M - Premiers résultats chronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne Méridionale : la nappe cristallophylienne de champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 271, 1737-1740 (1970).

- VIDAL, Ph. - L'axe granitique de Moëlan - Lanvaux (Sud du Massif Armoricain), mise en évidence par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le paléozoïque inférieur. Bull. Soc. Géol. Bretagne, IV, 2, 75-89 (1972).
- WASSERBURG, G.J. - A^{40} - K^{40} dating, in Nuclear Geology, ed. Faul, H., John Wiley and sons, New York (1954).
- WASSERBURG, G.J. - Diffusion processes in lead-uranium systems. J. Geophys. Res. 68, 4823-4846 (1963).
- WASSERBURG, G.J., ALBEE, A.L., LANPHERE, M.A. - Migration of radiogenic strontium during metamorphism J. Geophys. Res. 69, 4395-4401 (1964).
- WETHERILL, G.W. - Discordant uranium-lead ages I. Trans. Geophys. Union, 37, 320-326 (1956).
- WEBER, C. - Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. Mém. B.R.G.M., 52, 83-90 (1967).
- ZARTMAN, R.E., MARVIN, R.F. - Radiometric age (Late Ordovician) of the Quincy, Cape Ann, and Peabody granites from Eastern Massachusetts. Geol. Soc. Amer. Bull. 82, 937-958 (1971).

=====

ADDITIF AUX REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEGRE, C.J., CABY, R. - Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. C. R. Acad. Sci., Paris, 275, 2095-2098 (1972).
- FAURE-MURET, A. - L'Anticlinal de Lanvaux. Bull. Soc. géol. Fr., 5, XIV, 279-306 (1944).
- KROGH, T.E., DAVIS, G.L. - Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. Annual Report geophys. Lab. Carnegie Inst., 1974-1975, 619-623.
- PUPIN, J.P., TURCO, G. - Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. C. R. Acad. Sc., Paris, 275, 799-802 (1972).

=====

