

## LA GÉOCHRONOLOGIE APPLIQUÉE AUX DOMAINES CRISTALLOPHYLLIENS

P. PASTBELS (\*), J. DELHAL (\*\*) et S. DEUTSCH (\*\*\*)

### ABSTRACT

The present status of geochronology applied to crystalline schists is outlined in the light of recent technical progress.

The specific potentialities of each of the strontium, argon and lead methods are examined in relation to the various problems in this field. This review is completed by a brief description of some examples chosen for their particular interest.

Finally the importance of a correct definition of the dated event within the orogenic sequence is underlined.

### I. INTRODUCTION

Le géologue attend de la géochronologie les indications d'ordre quantitatif sur l'âge des roches dont il cherche à reconstituer l'histoire. Trop souvent, l'opération qui aboutit — dans le cas favorable — à ce résultat, est considérée comme relevant de quelque mystérieuse alchimie. Parfois la magie opère, parfois elle n'opère pas. Comme pour d'autres branches de la science où l'on enregistre des progrès rapides, le non-spécialiste perd souvent pied. Nous osons espérer que la présente tentative de mise au point contribuera à intéresser le géologue du cristallophyllien aux possibilités de la géochronologie dans son propre champ d'investigation, en dépit de la complexité d'un sujet en constante évolution.

Il est important de rappeler que l'on ne mesure jamais un âge à proprement parler, mais des rapports élémentaires et isotopiques, la géochronologie n'étant qu'un aspect particulier de la géochimie isotopique. Si vaste est devenue cette dernière branche de la science, que nous nous voyons forcés de nous limiter aux aspects chronologiques, n'abordant que par le biais les problèmes de genèse. La question qui nous importera donc sera de savoir dans quelles conditions la mesure d'une série de rapports entre nucléides radioactifs et radiogéniques pourra conduire à l'attribution d'un âge absolu. Enfin, très brièvement, nous tenterons aussi de préciser de quelle manière ces mesures d'âge peuvent contribuer à la solution des problèmes fondamentaux de la géologie du cristallophyllien.

---

(\*) Laboratorium voor Geochronologie, Vrije Universiteit Brussel.

(\*\*) Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren.

(\*\*\*) Laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie, Université Libre de Bruxelles.

## II. ÉVOLUTION DES TECHNIQUES ET DES IDÉES

La géochronologie a connu une évolution particulièrement rapide durant ces deux dernières décennies non seulement dans le domaine technique, mais aussi sur le plan des idées et des concepts. Les données nouvelles se sont accumulées en tel nombre que leur portée réelle n'a pu être saisie d'emblée. Nous ne sommes plus, heureusement, à l'époque où le moindre résultat soulevait un monceau d'hypothèses. On peut même dire que, d'un amas de données illustrant les cas les plus divers, quelques règles et quelques notions originales émergent avec certitude, même si d'autres questions demeurent non résolues. Schématiquement, on peut distinguer deux étapes principales dans cette évolution rapide.

### II-1. Analyse isotopique à l'échelle du microgramme

La mise au point de la spectrométrie de masse en source solide de quelques microgrammes d'éléments purifiés constitue une première révolution en géochronologie. Les années 50 ont vu le développement rapide de la méthode au strontium, tandis que la méthode au plomb voyait son champ d'application s'élargir considérablement. En même temps, la méthode à l'argon — basée cependant sur des techniques différentes — devenait d'application usuelle. Des minéraux et des roches banales devinrent matériaux datables.

### II-2. Analyse isotopique à l'échelle du nanogramme

On pourrait l'appeler aussi : technique de la période lunaire. C'est en effet la perspective du prélèvement d'échantillons lunaires qui a stimulé, dans les laboratoires les plus importants, une recherche fébrile d'améliorations techniques. Des progrès en sensibilité sont allés de pair avec des progrès en précision. Les autres laboratoires ont été contraints, en quelque sorte, d'emboîter le pas. On remarquera cependant, pour faire écho à notre préambule, que, pour le géologue, les possibilités pratiques des techniques des années 60 n'avaient pas été explorées à fond au moment où ces bouleversements sont intervenus.

L'éventail de méthodes disponibles permet donc de débrouiller des cas géologiques très divers. A cet égard, on ne se limitera d'ailleurs pas à une seule méthode géochronologique. A mesure que les techniques se sont perfectionnées, le traitement des données est devenu plus rigoureux, plus mathématique. En même temps, les règles concernant le comportement de tel ou tel système isotopique (roches, minéral), règles que nous allons passer en revue, n'ont fait que se préciser davantage.

## III. LES MÉTHODES GÉOCHRONOLOGIQUES USUELLES

Les trois méthodes dites au strontium, à l'argon et au plomb, sont les plus importantes pour le problème qui nous occupe. Quelques ouvrages récents, généraux, en donnent un aperçu plus complet que celui que nous pouvons pré-

senter ici (Faure et Powell, 1972 ; Doe, 1970 ; York et Farquhar, 1972 ; Dalrymple et Lanphere, 1969). Ces méthodes ne sont évoquées ici que sous l'angle des roches cristallophylliennes.

### III-1. La méthode au strontium

Cette méthode est basée sur le schéma simple de la désintégration bêta du  $^{87}\text{Rb}$  en  $^{87}\text{Sr}$ . Elle est une des plus couramment utilisées, en rapport avec la géologie du cristallophyllien : à elle seule, elle peut fournir des indications assez sûres, même dans des cas compliqués.

Lorsque l'on a affaire à des minéraux de rapport Rb/Sr élevé, tels les micas, on se contente de calculer des « âges apparents » (ou conventionnels, ou ponctuels, suivant la terminologie utilisée), basés sur un rapport  $^{87}\text{Sr}$  rad/ $^{87}\text{Rb}$  (l'abréviation rad signifiant radiogénique). La correction de strontium commun se fera sur la base d'une hypothèse plausible quant à la composition isotopique de ce strontium commun.

Il est impossible de traiter de la même manière les données concernant les matériaux à faible rapport Rb/Sr où l'incrément radiogénique est faible (en jargon de métier, on parlera de minéraux et roches « peu radiogéniques »). Une hypothèse sur la composition isotopique du strontium commun entraînerait une erreur trop grande. On fait alors appel à la « méthode des isochrones » (fig. 1). Si une série de points expérimentaux s'alignent sur une droite dans un diagramme où  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est exprimé en fonction de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , un âge apparent peut être déduit de la pente de cette droite, dont l'ordonnée à l'origine fournit, par ailleurs, la composition isotopique du strontium commun. Comme cet « âge apparent » est fourni par toute une série de données, équivalant en somme à une série d'âges « ponctuels » concordant entre eux, il est probable *a priori* que l'on ait affaire à un « âge réel ». Mentionnons cependant quelques cas théoriques ou pratiques sur lesquels on ne s'attardera pas ici, de pseudo-isochrones sans signification chronologique : droites de mélanges, par exemple. L'interprétation d'une « isochrone » vraie ou fautive se fera donc toujours sur la base d'informations géologiques précises.

Une vraie isochrone est l'expression graphique de l'un ou l'autre des phénomènes géologiques ou géochimiques suivants : a) la mise en place à un moment déterminé d'un magma caractérisé par un strontium de composition isotopique donnée ; b) une migration de  $^{87}\text{Sr}$  rad aboutissant à une *homogénéisation isotopique complète* au sein d'un ensemble de roches, généralement quelconque. Il doit y avoir comportement en système fermé, depuis l'événement que l'on date. Dans le premier cas considéré plus haut et, en particulier, si la roche magmatique est d'origine mantélique ou dérivée par anatexie de sédiments eugéosynclinaux (Faure et Hurley, 1963 ; Peterman *et al.*, 1967), on peut s'attendre à un rapport à l'origine ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> inférieur ou égal à 0,706. Dans le second cas (homogénéisation isotopique) on s'attendra à un rapport initial plus élevé. Cependant, un rapport élevé peut s'interpréter de diverses manières, l'homogénéisation isotopique s'opérant à la faveur du métamorphisme n'étant qu'un cas parmi d'autres : assimilation de roches encaissantes, réaction avec ces dernières, migration sélective du  $^{87}\text{Sr}$  au moment de l'ascension du magma, rééquilibration isotopique sont autant de phénomènes qui ont été invoqués pour expliquer des rapports initiaux élevés dans des roches magmatiques d'origine profonde, non métamorphisées (Faure et Powell,

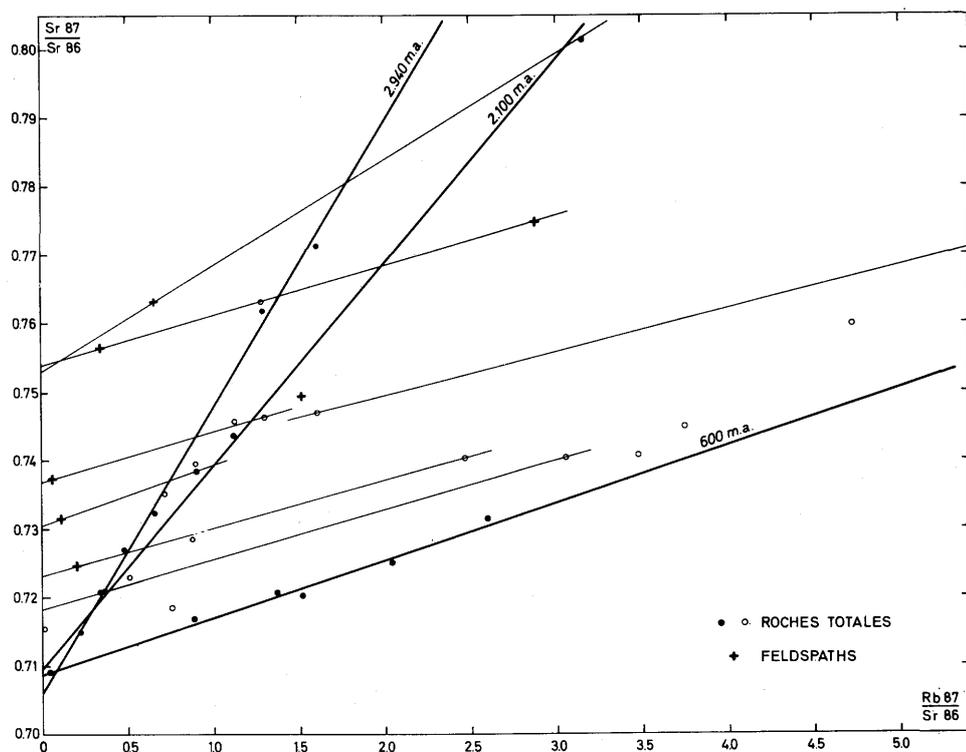


FIG. 1. — Exemple pratique d'isochrones sur roches totales (en gros traits) et sur minéraux (en traits fins) dans le cas de trois orogènes superposées (d'après U. Cordani, J. Delhal et D. Ledent, 1973). Cet exemple est expliqué dans le texte, pp. 57-58.

1972, pp. 40-41). Nous renvoyons à l'ouvrage précité pour plus de détail sur la question.

Les phénomènes géologiques qui peuvent provoquer une réhomogénéisation isotopique sont de natures diverses et n'impliquent pas nécessairement de migrations importantes de matière : métamorphisme, migmatitisation, anatexie, métagénèse, ou simple élévation de température entraînant une migration sélective de  $^{87}\text{Sr}$  rad. Le strontium radiogénique, présent à des concentrations inférieures au ppm en général, est installé dans des sites qui ne conviennent pas à un ion de sa charge et migre assez facilement, pour être réincorporé le plus souvent dans l'un ou l'autre minéral où il trouve un site favorable (plagioclase, épidote, apatite, etc.). La composition isotopique moyenne qui s'établit de cette manière dans un ensemble de roches sous l'influence de l'un ou l'autre des phénomènes susmentionnés dépend du rapport Rb/Sr moyen et de la durée de l'évolution crustale antérieure de ces roches.

A l'échelle du minéral, les migrations de  $^{87}\text{Sr}$  rad sont encore plus aisées qu'à l'échelle de la roche. On peut tirer parti de ceci pour dater un second métamorphisme (isochrone secondaire) mais, souvent, avec peu de précision. En effet,

des migrations se poursuivent après la phase principale du métamorphisme aussi longtemps que la température régionale ne s'est pas abaissée jusqu'à un certain seuil variable suivant la nature du minéral. Ce phénomène est particulièrement marqué pour les micas, le seuil de fermeture de la biotite étant lui-même inférieur à celui de la muscovite. Un phénomène assez comparable s'observe en ce qui concerne l'argon : on verra plus loin l'usage pratique que l'on peut en faire (Armstrong, Jaeger et Eberhardt, 1966).

D'une manière générale, les conséquences pratiques, pour le géologue, des considérations théoriques qui précèdent seront évoquées dans ce qui suit, faisant l'objet d'un chapitre particulier où les méthodes sont comparées.

### III-2. La méthode à l'argon

Techniquement, la méthode à l'argon se distingue assez nettement de la précédente, puisqu'elle requiert la détermination de très faibles quantités d'un gaz noble. Dans le domaine qui nous concerne, son intérêt est plutôt secondaire et se limite à des cas particuliers.

En effet, l'argon s'échappe assez facilement du réseau des minéraux communs; certains de ceux-ci se caractérisent même par la présence de sites très peu rétentifs (feldspath potassique perthitique). Les roches considérées dans leur totalité ne se comportent pas plus en système fermé que les minéraux qui les constituent.

Les migrations de l'argon dépendent surtout de facteurs purement physiques, en particulier de la température, du fait que cet élément ne participe pas aux liaisons chimiques du cristal. Aussi la notion de « fermeture du système » s'opérant lorsqu'un seuil de température est franchi, est valable d'une manière plus rigoureuse que dans le cas du strontium. Une intéressante application de ceci est la reconstitution de l'histoire tardive, au stade de la surrection post-tectonique, des bâtis cristallins. Les chaînes jeunes (Alpes, Himalaya) se prêtent particulièrement bien à ce genre d'étude : du fait que leur évolution n'est pas terminée, des recoupements peuvent être opérés sur la base d'informations géomorphologiques et géophysiques (Krummenacher, 1961 ; Clark et Jaeger, 1969). En outre, on peut déterminer un âge de 20 m.a. (millions d'années) à 1 m.a. près, ce qui n'est pas le cas pour un âge de 2 000 m.a. : la marge d'erreur interdit toute interprétation fine dans ce dernier cas.

Lorsque les marges d'erreur absolues ne sont pas excessives, et que l'on dispose d'un réseau assez serré de résultats, il est possible de cartographier un réseau de « thermochrones » ou « chrontours », c'est-à-dire des courbes d'âge apparent égal pour un minéral donné (Armstrong, 1966 ; Harper, 1967). Les « chrontours » correspondent en principe au moment où un seuil de température a été franchi : 250 °C environ pour la biotite (Hurley *et al.*, 1962). Cette notion n'est cependant pas tout à fait rigoureuse, ne serait-ce qu'en raison du fait que le moment que l'on fixe se situe entre l'instant où l'argon commence à être retenu, partiellement, et celui où un état de système fermé est réellement établi (Damon, 1970). Néanmoins, l'allure des chrontours fournit une indication de l'importance de la remontée post-orogénique et donc de l'épaisseur de l'orogène. L'âge apparent K-Ar sera souvent d'autant plus faible que le degré de métamorphisme est élevé (Harper et Landis, 1967). On peut également considérer les chrontours Rb-Sr sur biotite, dont l'allure est la même que les chrontours K-Ar (Dewey et Pankhurst, 1970).

Le géologue, qui aime pouvoir disposer de données d'interprétation simple (et on le comprend) sera sans doute déçu d'apprendre qu'il y a des cas d'excès d'argon radiogénique à considérer, donc d'âges à l'argon trop élevés. Ces âges « trop vieux » s'observent particulièrement dans le cas des minéraux à faible teneur en potassium, tels le pyroxène et le plagioclase, formés en zone profonde sous pression partielle d'argon non négligeable (Dalrymple et Lanphere, 1969, pp. 121-144). L'amphibole présente parfois la même particularité. Ce minéral, par ailleurs, a une bonne retentivité pour l'argon, et fournira (quand il n'y a pas d'excès d'argon) un âge apparent plus proche de celui du métamorphisme que les micas. O'Nions *et al.* (1969) ont montré que cette rétentivité variait en fonction de la composition chimique dans les amphiboles calciques.

Dans les domaines polymétamorphiques, l'argon perdu par les minéraux constitués au cours du premier cycle peut être réincorporé dans les nouvelles phases minérales. On constatera alors, localement, des enrichissements considérables des micas en argon radiogénique indiquant une pression partielle d'argon très élevée au moment du métamorphisme (Brewer, 1969 ; Giletti, 1971). Ces cas sont plutôt exceptionnels.

On a avantage à utiliser des procédés graphiques pour la discussion des données K-Ar ; on peut parfois ainsi déterminer un âge ayant une signification géologique en dépit de la présence d'un excès d'argon radiogénique au départ. D'autres cas complexes peuvent être élucidés de cette manière (Harper, 1970 ; Roddick et Farrar, 1971). Le défaut du traitement habituel des données (calcul d'âges ponctuels) est qu'il suppose que l'argon présent au départ dans le matériel analysé a la composition isotopique de l'argon de l'atmosphère, ce qui n'est pas toujours vrai.

Une variante de la méthode à l'argon classique, dite méthode  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ , s'est révélée très utile pour l'étude des matériaux extra-terrestres. Pour les roches cristallines terrestres, c'est un moyen d'investigation nouveau dont il conviendrait d'examiner les possibilités (Merrihue et Turner, 1966 ; Fitch, Miller et Mitchell, 1969 ; Albarède *et al.*, 1973).

Ceci contribuera peut-être à remettre en honneur l'emploi de la méthode à l'argon pour la solution de problèmes de géologie des socles. Elle est certes employée sur une grande échelle, mais en deçà de ses possibilités théoriques, comme instrument de première reconnaissance. On ne demande dans ce cas qu'une première approximation, sans chercher à aller plus loin ; cela a permis de délimiter de grandes provinces géochronologiques dans les boucliers : au Canada, au Brésil, en U.R.S.S. Dans l'interprétation de ces données, il convient de tenir compte d'un décalage de quelque 200 m.a. entre l'âge moyen enregistré sur mica dans une région donnée, et le paroxysme orogénique correspondant. En outre, on ne date que la dernière période d'activité métamorphique. Ce sont évidemment des conditions matérielles de prix de revient, de versatilité et de rapidité, qui font préférer la méthode à l'argon pour ces travaux de première reconnaissance dont il ne faut pas trop médire, car ils ont aussi leur utilité.

### III-3. La méthode au plomb

Du fait de l'existence de trois isotopes radiogéniques du plomb, et donc de trois couples parents-descendants, la méthode au plomb est très riche en possibilités. Sa mise en œuvre est, par ailleurs, délicate, et elle n'est pratiquée de ce fait que

par un nombre restreint de laboratoires. La discussion des âges au plomb peut s'avérer compliquée : il existe divers moyens d'extrapolation qui permettent l'établissement d'un âge, même quand la condition de système fermé n'est pas remplie.

### III-3-1. ROCHES TOTALES ET MINÉRAUX ESSENTIELS

Voyons d'abord ce que la méthode au plomb a en commun avec la méthode au strontium et celle à l'argon. On s'attardera ensuite sur ses singularités. Les moyens techniques actuels permettent de l'appliquer, tout comme les précédentes, à des minéraux communs et à des roches banales (Sobotovitch *et al.*, 1963). La seule condition est que l'incrément radiogénique soit sensible. On emploiera la méthode des isochrones qui est d'un usage habituel en géochronologie au strontium, et qui tend à s'implanter aussi en géochronologie à l'argon.

Le graphique des isochrones exprime  $d_a/d_b = f(p_c/d_b)$ , avec

$d_a$  : isotope de la substance fille, en partie radiogénique, produit par la décroissance de  $p_c$ , isotope de la substance mère ;

$d_b$  : isotope de la substance fille, non radiogénique dans sa *totalité*.

En général,  $d_a$  et  $p_c$  ne sont pas de nucléides isobares, comme ils le sont dans le cas des méthodes au strontium et à l'argon ( $^{40}\text{Ar}$  et  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}$ ).

Pour la méthode au plomb, il y a trois couples parents-descendants à considérer :  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}$ , et un isotope du plomb non radiogénique dans sa totalité :  $^{204}\text{Pb}$ . Cela nous fournit trois diagrammes des isochrones au lieu d'un seul. On peut s'étonner donc que la méthode au plomb ne soit pas plus souvent appliquée aux roches totales puisqu'elle fournit trois fois plus d'informations que chacune des deux autres considérées jusqu'à présent. Cela tient à deux facteurs.

D'une part, la mise en œuvre dépend de la solution de problèmes techniques délicats de spectrométrie de masse, de séparation chimique et de contamination. Par ailleurs, dans les roches, l'uranium et, dans une moindre mesure, le thorium, sont très mobiles, sous l'action d'une altération superficielle pouvant être considérée comme insignifiante à tous autres points de vue. Il s'ensuit que les isochrones

$$\begin{aligned} ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= f(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}), & ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= f(^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}), \\ ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= f(^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}) \end{aligned}$$

sont en général médiocres (grande dispersion des points expérimentaux).

Fort heureusement (et c'est ici que nous touchons à la particularité de la méthode au plomb) : le rapport  $^{207}\text{Pb}$  rad/ $^{206}\text{Pb}$  rad permet une mesure de l'âge, correcte en cas d'altération récente du rapport Pb/U. Dès lors, sur un graphique  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ , les points relatifs à différentes roches totales ou minéraux se répartissent suivant une ligne droite, en règle très générale. La pente de cette droite fournit une indication correcte de l'âge.

Notons au passage que la composition isotopique du *plomb commun initial* peut être déterminée dans certains cas et qu'elle peut fournir des indications d'ordre génétique tout à fait intéressantes. Mais nous touchons là à un problème d'une extrême complexité. Il serait illusoire de tenter d'exposer en quelques mots cette question passablement controversée.

### III-3-2. MINÉRAUX ACCESSOIRES URANIFÈRES

Sans doute à cause de sa difficulté sur le plan technique, la méthode géochronologique au plomb fait un peu figure d'attardée parmi les autres. Pour l'application de ces dernières, on délaisse depuis longtemps, les minéraux les plus riches en rubidium ou en potassium : micas, feldspath potassique, car l'on sait qu'ils ne « donnent pas les bons âges ». Mais on est toujours à rechercher les minéraux accessoires qui concentrent une fraction importante de l'uranium et du thorium dans les roches acides, les considérant, à tort ou à raison, comme matériaux d'élection pour la datation : zircon, monazite, sphène, apatite.

L'apatite n'est citée que pour mémoire. Peu intéressante *a priori* en raison de sa teneur relativement importante en plomb commun et de sa pauvreté en uranium, elle n'a fait l'objet que de travaux de portée restreinte. La question de son emploi en géochronologie des roches métamorphiques mériterait cependant d'être approfondie (Oosthuizen et Burger, 1973).

Le sphène, plus riche en U et Th, contient lui aussi du plomb commun ; mais il présente en contrepartie l'intérêt de fournir des âges concordants, à peu de choses près. Cela signifie, et ce n'est pas négligeable, qu'une indication valable de l'âge d'un phénomène géologique peut être déduite de mesures sur un seul échantillon de sphène (Tilton et Grünenfelder, 1968).

La monazite cumule les deux avantages : pauvreté en plomb commun et âges concordants, ce qui la rend tout à fait intéressante en géochronologie.

C'est toutefois le zircon, minéral accessoire très répandu, qui a surtout retenu l'attention jusqu'à ce jour. Il contient peu de plomb commun, mais il se comporte le plus souvent en « système ouvert » et par conséquent conduit à des « âges discordants ».

### III-3-3. DIAGRAMME « CONCORDIA »

La discussion des « âges discordants » des zircons est facilitée par un mode de représentation graphique très largement utilisé : il s'agit du diagramme « Concordia » introduit par Wetherill (1956) (fig. 2). On y exprime  $^{206}\text{Pb rad}/^{238}\text{U}$  en fonction de  $^{207}\text{Pb rad}/^{235}\text{U}$ . L'indice rad a son importance : on ne considère ici que la fraction radiogénique du plomb, à l'inverse des modes de représentations graphiques discutés plus haut.

Sur ce graphique, le lieu des points correspondant à des « âges concordants » est une courbe appelée « Concordia ». Les âges apparents  $t_{206/238}$ ,  $t_{207/235}$ ,  $t_{207/206}$ , déduits des rapports  $^{206}\text{Pb rad}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb rad}/^{235}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb rad}/^{206}\text{Pb rad}$ , correspondent respectivement, pour un point quelconque (se situant ou non sur « Concordia ») à l'ordonnée, à l'abscisse et à la pente de la droite joignant le point considéré à l'origine des axes.

En pratique, ce graphique est très utile pour la discussion d'une grande variété de cas théoriques, qui, pour la plupart, se sont révélés d'application dans l'une ou l'autre circonstance (fig. 2). Il est important de noter à cet égard que des cas très différents du point de vue géologique ou minéralogique se traduisent par une répartition identique des points sur le diagramme : perte épisodique de plomb, mélange, enrichissement en uranium.

Pour opérer la distinction, il faut faire appel à des arguments d'un autre ordre : minéralogiques et géochimiques. En outre, les courbes de diffusion continue (discordia) proposées par Tilton (1960) et Wasserburg (1963) ne sont pas très différentes, en fin de compte, des droites illustrant les cas précédents (fig. 2).

Il ne faut donc pas s'étonner de ce que certains cas aient donné lieu à des interprétations divergentes. Ne perdons pas de vue que ces divers phénomènes peuvent surimposer leurs effets.

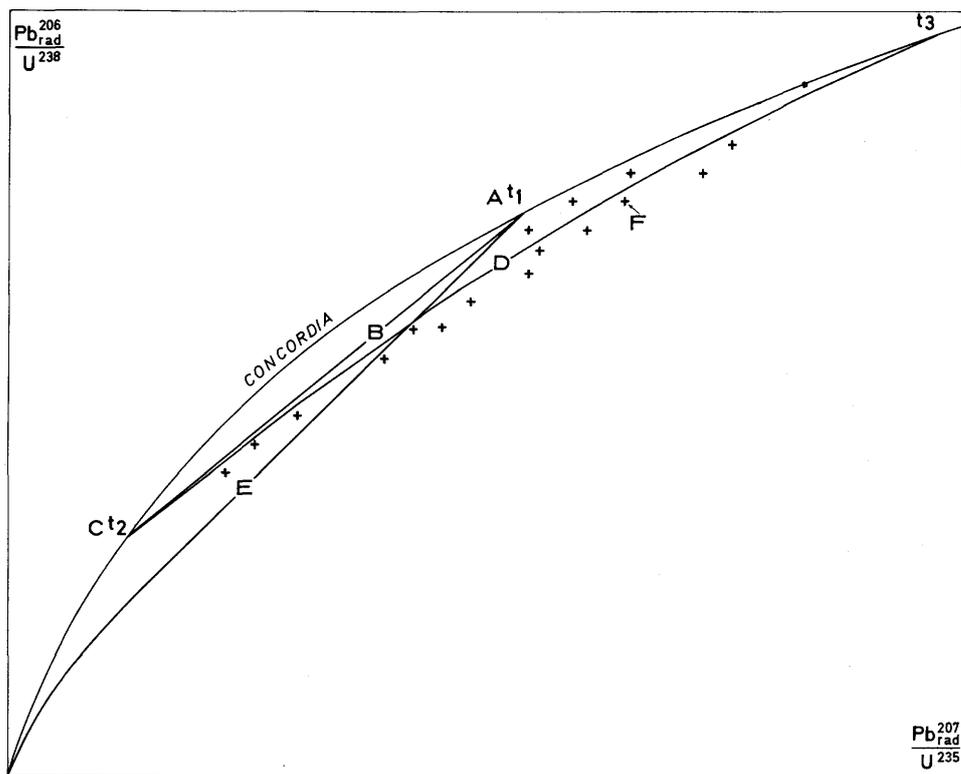


FIG. 2. — Diagramme « Concordia » illustrant divers cas théoriques. A. Système fermé âgé de  $t_1$  m.a. — B. Lieu des points correspondant à des systèmes d'âge  $t_1$ , ayant subi il y a  $t_2$  m.a., une perte de plomb ou un gain d'uranium. La même répartition s'observe en cas de mélange de deux systèmes fermés âgés de  $t_1$  et  $t_2$  m.a. respectivement (néoformation). — C. Identique au cas précédent, sauf que toute « mémoire isotopique » est abolie : c'est la remise à zéro correspondant à une perte totale de plomb (cas limite en cas de gain d'uranium ou néoformation). — D. Répartition suivant une courbe de points correspondant à des systèmes d'âge  $t_3$ , affectés à  $t_2$  et à  $t_1$  de l'un ou l'autre des phénomènes perturbateurs (perte de plomb, etc.) envisagés plus haut ou d'une combinaison de ceux-ci. Il existe toute une famille de courbes D correspondant à des événements, métamorphiques ou autres, d'intensité relative différente. — E. Système âgé de  $t_1$  m.a. ayant subi une perte de plomb par diffusion continue. L'allure réelle de la courbe dépend du modèle de diffusion et de  $t_1$  (schématique). — F. Points dispersés : systèmes d'âge primaire variant entre  $t_1$  et  $t_3$ , ou mélanges en proportions diverses d'un système d'âge  $t_1$  et d'un autre d'âge  $t_3$  ayant subi les effets d'un métamorphisme il y a  $t_2$  m.a. Ce cas théorique ne s'applique qu'au zircon des métasédiments, et idéalement à de très petites fractions comprenant un petit nombre de grains individuels (des fractions plus grosses donneront une répartition approximative suivant une ligne droite par effet de moyenne).

Le zircon a fait l'objet, durant ces vingt dernières années, d'un nombre considérable de travaux géochronologiques. Il présente un grand intérêt pour la datation des roches plutoniques, métamorphisées ou non. En ce qui concerne les roches métamorphiques, d'origine sédimentaire, la présence de zircons détritiques non « remis à zéro » peut poser quelques problèmes.

Au début, on a appliqué à ce minéral une méthode apparaissant aujourd'hui très fruste, basée sur la détermination du rapport Pb total/activité alpha totale (Larsen, Keevil et Harrison, 1952).

Cependant, dès que la spectrométrie de masse sur petites quantités fut mise au point, quelques années plus tard, on s'aperçut que l'une des hypothèses à la base de la méthode de Larsen, à savoir la condition de système fermé, s'avérait non remplie par le zircon dans la majorité des cas (Tilton *et al.*, 1957). Les « age patterns » discordants observés  $t_{206/238} < t_{207/235} < t_{207/206}$  correspondent à un point situé du côté concave de « Concordia ».

Durant les années soixante, on assista à une controverse entre les tenants de la perte épisodique (Silver, 1963 ; Silver et Deutsch, 1963) et ceux de la diffusion continue (Tilton, 1960 ; Wasserburg, 1963), un consensus général semblant exister quant à la réalité du phénomène de perte de plomb radiogénique.

Silver et ses collaborateurs (réf. cit.) ont montré l'intérêt qu'il y a à travailler sur des « suites de zircon » de teneurs en uranium, radioactivité totale et degré de métamictisation différents. De préférence, il s'agit de fractions séparées par tamisage ou par tout autre moyen à partir d'un concentré global isolé d'un seul échantillon de roche. Une répartition suivant une droite (corde) s'observe généralement, les points les plus proches de l'origine (zircons les plus « perturbés ») correspondant aux zircons les plus radioactifs. L'intersection *supérieure* de cette corde avec « Concordia » fixe en principe l'âge de la première cristallisation ; l'intersection *inférieure* correspond à l'âge d'un événement métamorphique au cas où des pertes de plomb, une néoformation de zircon, un enrichissement en uranium, etc. se sont produits à la faveur d'un et d'un seul épisode métamorphique, et qu'aucun autre phénomène perturbateur, tel que perte continue, n'interfère. On conçoit l'importance de ces restrictions.

La réalité de la perte épisodique, dans le cas du zircon métamicté, a pu être démontrée expérimentalement (Pidgeon, O'Neil et Silver, 1966, 1973). Une restauration de la structure s'observe dans certains cas interprétés comme traduisant, le plus probablement, une perte épisodique (Deliens, 1973). Mais ceci ne signifie nullement que la perte épisodique à la faveur du métamorphisme soit le seul phénomène à considérer.

Une autre particularité des zircons, mise en évidence par un grand nombre de travaux, est le fait qu'il ne perd quasiment jamais *tout* le plomb radiogénique qu'il contient. Ceci ne facilite pas l'interprétation dans les cas complexes où il y a plus de deux événements géologiques à considérer. Cette résistance exceptionnelle peut par ailleurs donner lieu à des applications intéressantes dans les domaines polycycliques : le zircon conservera souvent la « mémoire isotopique » de quelque événement ancien dont on a peine à retrouver la trace par d'autres méthodes.

Nous ne dirons pas plus sur le sujet bien que cela nous donne l'impression de ne pas rendre justice à d'innombrables travaux souvent fort bien faits, qui abordent, avec un grand souci du détail, les aspects les plus divers, minéralogiques, géochimiques et géologiques du problème. Ces travaux bénéficient depuis quelques années des progrès techniques que nous avons désignés sous le vocable de « technique de la

période lunaire ». Non seulement la précision est accrue, mais il est possible désormais de réaliser en sensibilité, de vraies prouesses, comme de faire l'analyse d'un seul grain de zircon accessoire, ou d'un fragment de grain, ou de le « peler » chimiquement par attaque différentielle (stripping), etc. On couplera volontiers à cela des examens à la microsonde, des autoradiographies par traces de fission, etc. (Allègre *et al.*, 1974 ; Grauert, Hanny et Soptrajanova, 1973, 1974 ; Grauert, Seitz et Soptrajanova, 1974 ; Köppel et Sommerauer, 1974 ; Krogh et Davis, 1972, 1973a et b ; Lancelot, Vitrac et Allègre, 1973 ; Tatsumoto *et al.*, 1973). On ne peut préjuger des conclusions finales de ces travaux à l'occasion desquels, comme il se doit, presque toutes les notions admises jusqu'ici sont remises en question. Certaines de celles-ci semblent bien résister à ce réexamen ; et il est encore permis d'utiliser les concepts hérités de la décennie écoulée et faire du travail utile dans le domaine de la géologie des socles. Si les travaux récents cités plus haut ont pu mettre en évidence une extraordinaire complexité de situations, démontrant, dans l'un ou l'autre cas pratique, la réalité de tous les cas théoriques envisagés dans la légende de la figure 2, c'est aussi parce que les cas abordés ont été choisis, à dessein semble-t-il, parmi les plus complexes. Dans un avenir proche, on saura sans doute ce qui constitue la règle, et ce qui constitue l'exception.

#### IV. CHOIX DE LA MÉTHODE DE DATATION

Le choix de la méthode de datation qu'il convient d'adopter dépend essentiellement du but que l'on se propose : simple reconnaissance, ou étude plus poussée, compte tenu de la densité d'observations sur le terrain. Dans certains cas géologiques, certaines méthodes sont plus indiquées que d'autres, mais encore faut-il savoir au départ à quel cas l'on a affaire : polycyclisme ou monocyclisme, par exemple. Cela n'est pas toujours évident. Nous considérerons ici ce problème comme résolu au départ (en espérant que les exemples cités dans ce qui suit relèvent bien du cas théorique qui nous intéresse).

##### IV-1. Segments crustaux monocycliques

###### IV-1-1. DATATION DU MÉTAMORPHISME

Armstrong (1966) a introduit le terme de *metamorphic veil* faisant remarquer à juste titre « ... metamorphism, has no exact age — it spans a period of time » (1). Date-t-on le paroxysme de l'activité métamorphique ou plutôt quelque épisode tardif ? Le plus souvent on ne peut apporter de réponse très nette à cette question. Ceci dit, on fera généralement appel à la méthode au strontium, sur roches totales, pour « dater le métamorphisme » d'une série métasédimentaire monocyclique. On constate que dès le franchissement de l'*isograde de la chlorite* une homogénéisation isotopique du strontium peut se manifester à grande échelle (Gebauer et Grünenfelder, 1971). Cette homogénéisation totale, qui n'implique pas de migration de

(1) Allègre et Michard (1964) ont défendu un point de vue opposé, faisant remarquer qu'il suffit de deux heures pour expulser l'argon des micas à 500 °C. Dans le cas du métamorphisme régional, cette conception ne s'applique évidemment pas : sa durée se chiffre en millions d'années.

matière très importante, devient de règle dès le franchissement de l'*isograde de la biotite* (Zartman, 1965 ; Pidgeon et Compston, 1965 ; Pidgeon, 1967).

La méthode du plomb peut fournir des données directement utilisables lorsqu'elle est appliquée à des minéraux accessoires formés à la faveur du métamorphisme, ou remis à zéro : sphène (Pasteels et Michot, 1970), monazite (Pasteels et Silver, 1965 ; Köppel et Sommerauer, 1974).

Le zircon d'origine détritique ne se remet pas à zéro en règle générale, mais peut, dans des circonstances favorables, fournir l'âge du métamorphisme, par l'intersection *inférieure* extrapolée avec « Concordia » (Grauert et Arnold, 1968 ; Pidgeon, Köppel et Grünfelder, 1969, etc.). L'intersection supérieure peut fournir une indication de l'âge de la source des zircons détritiques, pour autant qu'elle soit homogène. Les données les plus récentes sur la question mentionnées au chapitre précédent, incitent cependant à la prudence quant à ce dernier point.

La remise à zéro de l'« horloge » zircon paraît totale dans les gneiss de l'intersection *inférieure* extrapolée avec « Concordia » (Grauert et Arnold, 1968 ; Pasteels et Michot, 1975) mais pas dans d'autres roches. En faciès amphibolite, il se pourrait que le zircon des migmatites soit également, pour une large part, néoformé ou recristallisé, en somme (sans s'attarder sur le mécanisme possible des « remises à zéro »), qu'il ait subi une influence métamorphique plus importante que celui de roches d'autre composition. Le rôle de la phase fluide, alcaline, a été invoqué voire mis en évidence (Malcuit et Heimlich, 1972 ; Pidgeon, O'Neil et Silver, 1973) et il a été observé à juste titre qu'un enrichissement secondaire en uranium ne pourra se faire que dans une roche de composition appropriée (Grauert, Seitz et Soptrajanova, 1974). Il est évident que les considérations simples comme degré de métamorphisme ne rendent pas compte de la complexité réelle de la situation.

On peut également déterminer l'âge du métamorphisme par la méthode au plomb sur roche totale (Sobotovitch *et al.*, 1963 ; Ulrych et Reynolds, 1966 ; Reynolds, 1971 ; Gray et Oversby, 1972 ; Pankhurst, Moor bath et McGregor, 1973, etc.).

On a vu plus haut ce qu'il fallait penser des âges apparents K-Ar et Rb-Sr sur minéraux et nous n'y reviendrons pas ici.

#### IV-1-2. ROCHES IGNÉES PRÉTECTONIQUES, SYNTECTONIQUES ET POST-TECTONIQUES

Par roche prétectonique, nous entendrons celles du « stade géosynclinal » et en général, toute lave ou roche subvolcanique pouvant se présenter au sein d'un ensemble sédimentaire. Pour les roches post-tectoniques, on dispose d'un éventail de méthodes. Pour les autres, on donnera la préférence aux données Rb-Sr sur roches totales et aux résultats sur zircon (extrapolation de l'intersection *supérieure*).

#### IV-2. Segments crustaux polycycliques

On appréhende la complexité de pareils cas : certaines méthodes appliquées à certains matériaux donneront l'âge du second événement métamorphique, avec une précision plus ou moins grande, d'autres, l'âge du premier, et il y aura un déchet, parfois énorme, d'âges « mixtes » sans signification géologique directe. En outre, il n'y a pas deux cas qui soient identiques. Cependant, en appliquant plusieurs

## ERRATUM

*Veillez remplacer le texte de la 15<sup>e</sup> ligne, page 56, par :*

composition granitique lors d'un métamorphisme de faciès granulite (Silver, 1968 ;

La remise à zéro de l'« horloge » zircon paraît totale dans les gneiss de composition granitique lors d'un métamorphisme de faciès granulite (Silver, 1968 ; Pasteels et Michot, 1975) mais pas dans d'autres roches. En faciès amphibolite, il se pourrait que le zircon des migmatites soit également, pour une large part, néoformé ou recristallisé, en somme (sans s'attarder sur le mécanisme possible des « remises à zéro »), qu'il ait subi une influence métamorphique plus importante que celui de roches d'autre composition. Le rôle de la phase fluide, alcaline, a été invoqué voire mis en évidence (Malcuit et Heimlich, 1972 ; Pidgeon, O'Neil et Silver, 1973) et il a été observé à juste titre qu'un enrichissement secondaire en uranium ne pourra se faire que dans une roche de composition appropriée (Grauert, Seitz et Soptrajanova, 1974). Il est évident que les considérations simples comme degré de métamorphisme ne rendent pas compte de la complexité réelle de la situation.



méthodes à différents matériaux (Rb-Sr sur roches totales et minéraux, U-Pb sur zircons, sphène, monazite...) judicieusement choisis en fonction de leur signification et de leur représentativité sur le plan pétrologique, on obtient souvent un faisceau de données qui convergent vers une interprétation univoque.

Le cas le plus simple où deux événements seulement (le second moins important que le premier) se trouvent superposés dans une même région est illustré classiquement par le gneiss de Baltimore (Wetherill *et al.*, 1966 ; Wetherill, Davis et Lee-Hu, 1968) dans lequel l'événement premier est donné par une isochrone de roches totales et l'événement second par une série d'isochrones parallèles, constituées par chacune des roches totales et par leurs minéraux respectifs. Tout aussi classique dans pareil cas est l'interprétation d'un diagramme « Concordia » sur lequel les points de zircons s'alignent suivant une corde dont l'intersection supérieure fournit l'âge du premier événement et l'intersection inférieure celui du second (avec les réserves formulées plus haut : zircons hérités, perte continue, etc.).

Le cas d'événements superposés est beaucoup plus compliqué et pratiquement impossible à résoudre si plus de deux événements importants se sont succédé au même endroit. Toutefois, en s'attaquant à une région suffisamment vaste, il peut être possible de sérier les problèmes en traitant séparément des portions de terrain où tout au plus deux événements importants se trouvent superposés.

#### IV-2-1. CAS DE TROIS OROGENÈSES SUPERPOSÉES DANS LE SUD-EST DU BRÉSIL

L'étude de ce cas, que nous donnons en exemple, a été faite au Centre belge de géochronologie en collaboration avec le Centro de Pesquisas geocronológicas de l'Université de São Paulo (Ledent et Pasteels, 1968 ; Delhal, Ledent et Cordani, 1969 ; Cordani, Delhal et Ledent, 1973 ; Delhal et Ledent, en préparation).

Trois grandes formations contiguës (Mantiqueira, Paraíba do Sul et Orgãos) représentent trois orogenèses successives (guyanaise, transamazonienne et brésilienne).

L'âge de la *première orogenèse*, 2 940 m.a. (2), est donné, en Rb-Sr, par une isochrone de roches totales de gneiss Mantiqueira. Il apparaît que les deux orogenèses suivantes n'ont pas produit de remobilisation du strontium dans la plupart des roches totales analysées et que l'âge obtenu représente donc l'âge vrai.

Par contre, tous les autres matériaux datés s'avèrent rajeunis : les minéraux fournissent en Rb-Sr et en K-Ar des âges de l'ordre de ceux de la troisième orogenèse (600 à 450 m.a.).

De même, le sphène présente des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  concordant à 600 m.a. Les âges discordants de zircons peuvent être expliqués si on adopte un modèle (du type de ceux proposés par Allègre *et al.*, 1974) suivant lequel la cristallisation du zircon se situerait vers 2 940 m.a. et serait suivie de deux pertes épisodiques de Pb radiogénique lors des deux orogenèses suivantes (2 100 m.a. et 600 m.a.).

L'âge de la *seconde orogenèse*, 2 100 m.a., est donné à la fois, en Rb-Sr, par une isochrone de roches totales de gneiss granulitiques Paraíba, et en U-Pb, par

(2) Toutes les valeurs d'âge Rb/Sr fournies dans cet exemple ont été recalculées ici avec  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot \text{a}^{-1}$ . La figure 1 réunit l'ensemble des points expérimentaux Rb/Sr et les isochrones relatives aux roches totales et aux feldspaths des trois formations, à l'exclusion des données relatives aux roches post-tectoniques de la dernière orogenèse.

l'intersection supérieure de la corde unissant des zircons et un sphène de ces mêmes roches sur un diagramme « Concordia ». L'intersection inférieure de cette corde ainsi que les mesures Rb-Sr et K-Ar des minéraux des gneiss fournissent des âges comparables à ceux de la troisième orogénèse.

L'âge de la *troisième orogénèse*, 620 m.a., est donné directement par une isochrone Rb-Sr de roches totales de gneiss migmatiques Orgãos et par les âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  pratiquement concordants des zircons des mêmes roches.

Les granites post-tectoniques du dernier cycle ont un âge de 540 m.a (Rb-Sr sur roches totales et U-Pb sur zircons) et les pegmatites sont datées à 500 m.a. sur microcline par Rb-Sr. Il est intéressant de relever que cet âge de 500 m.a. est aussi l'âge apparent par K-Ar des hornblendes des gneiss migmatitiques et de la plupart des hornblendes des deux formations plus anciennes. Selon toute vraisemblance, la mise en place des pegmatites est la dernière source de chaleur ayant provoqué la perte d'argon radiogénique des hornblendes de toute la région considérée.

Quant aux biotites, leur âge apparent tant par Rb-Sr que par K-Ar est de 450 m.a. dans la plupart des échantillons provenant des trois formations considérées. Cet âge doit donc être interprété comme le moment où, postérieurement à la troisième orogénèse, l'ensemble de la région a atteint par relèvement le seuil de température correspondant à la fermeture du système Rb-Sr des biotites.

On notera que la représentation graphique (fig. 1) de l'ensemble des valeurs obtenues pour les *roches totales* des trois formations ne permet pas, par elle-même, de dégager les trois isochrones définies dans l'étude en question. On ne constate en effet, à première vue, qu'un « nuage » de points représentatifs de roches totales dispersés entre 2 940 m.a. et 600 m.a. Ceci montre, si nécessaire, que la géochronologie « à blanc » ne peut conduire qu'à des conclusions très partielles. Fairbairn et Hurley (1970) ont fourni des exemples de l'application d'un tel procédé.

Dans notre exemple brésilien, ce sont les études géologiques et pétrographiques qui, d'abord, ont établi la distinction entre les trois formations et défini leurs relations mutuelles ; qui, ensuite, ont orienté pour chacune d'entre elles le choix des échantillons représentatifs (points pleins du graphique) devant intervenir dans le calcul de l'âge par la méthode des isochrones ; et qui, enfin, permettent d'expliquer les cas d'un certain nombre d'échantillons (points creux du graphique) qui, du fait de leur situation géographique, leur composition minéralogique ou chimique, leurs caractères structuraux, etc., ont été perturbés par la superposition des phénomènes et occupent sur le graphique une position exprimant des « âges mixtes ». Les mesures faites sur ces derniers échantillons n'ont toutefois pas été inutiles et certaines d'entre elles ont même été faites à dessein, car il est certain que la confrontation des caractères pétrographiques et du comportement isotopique d'une gamme variée d'échantillons est d'un grand intérêt pour la connaissance des processus pétrogénétiques. Il est par ailleurs évident que dans des cas aussi complexes pour lesquels les données géologiques et pétrographiques s'avèreraient insuffisantes, la méthode U-Pb est utile ou nécessaire pour étayer ou confirmer la méthode au strontium.

Le cas ci-dessus a été choisi pour son caractère particulièrement exemplatif (3 méthodes appliquées au cas de trois orogénèses superposées), mais on ne peut s'attendre évidemment, à ce que le comportement des systèmes isotopiques soit le même dans tous les cas d'orogénèses superposées.

## V. LA MIGRATION DU STRONTIUM RADIOGÉNIQUE : UN PHÉNOMÈNE GÉOCHIMIQUE

Les paragraphes qui précèdent formulent quelques règles concernant les possibilités de migration du  $^{87}\text{Sr}$  rad à la faveur du métamorphisme. Ceci peut donner l'impression que ce phénomène est en rapport direct avec le degré du métamorphisme, tout autre facteur n'ayant qu'une importance secondaire. Cela peut, à l'extrême, conduire à une confusion totale entre des notions distinctes : certains géochronologues paraissent ne pas faire la distinction entre « ouverture des systèmes » et « métamorphisme ».

Cependant, on observe une bien meilleure rétentivité pour le  $^{87}\text{Sr}$  rad, dans les mêmes conditions de métamorphisme, pour les roches cristallines que pour les sédiments métamorphisés pour la première fois. La dimension de l'échantillon et l'espacement des points de prélèvement sont également des paramètres à prendre en considération, en rapport avec les distances de migration secondaires du  $^{87}\text{Sr}$  rad. Ainsi de très gros échantillons (plusieurs dizaines de kg) de roche totale (Hofmann et Grauert, 1972 ; Hamet et Allègre, 1972) ou des échantillons espacés peuvent donner plus sûrement l'âge d'un premier métamorphisme que des échantillons plus petits. Par contre, des échantillons très petits et jointifs (tranches parallèles d'épaisseur centimétrique) peuvent donner, dans le même complexe, l'âge d'un second métamorphisme (Krogh et Davis, 1973). Il pourrait en aller de même pour des échantillons de taille habituelle prélevés dans le même affleurement (Roques et Vachette, 1970).

Ce qui précède montre bien que le comportement en système ouvert ou fermé n'est pas toujours aisément prévisible. Quelques cas paraissent sortir des normes habituelles illustrant bien la complexité de ce phénomène géochimique particulier. Celui-ci ne concerne en effet que des quantités infimes de matière car le  $^{87}\text{Sr}$  rad n'est présent qu'à des teneurs inférieures au ppm dans la plupart des cas. Ce strontium occupe en outre une position très particulière dans le réseau du minéral en se substituant à un ion  $\text{Rb}^+$  qui n'a ni sa charge ni son rayon.

### V-1. Systèmes ouverts

L'ouverture des « roches totales » ou, si l'on préfère, la possibilité de migration de  $^{87}\text{Sr}$  rad au sein de celles-ci ne dépend donc pas seulement du degré de métamorphisme, de la taille de l'échantillon, du fait qu'il s'agit d'un sédiment ou d'une roche cristalline, mais aussi de la nature chimique de la roche. Les roches ignées très pauvres en strontium : granites hyperalcalins, aplites, laves acides se comportent assez facilement en « système ouvert » allant jusqu'à enregistrer des événements post-métamorphiques à l'instar d'un simple minéral (granite de Noqui, Delhal *et al.*, 1971) (voir aussi Naylor, Steiger et Wasserburg, 1970 ; Fairbairn et Hurley, 1970). Dans le cas du granite de Quincy, Massachusetts, l'amphibole fournit par la méthode à l'argon, un âge radiométrique plus correct que les roches totales par la méthode au strontium (Zartman et Marvin, 1971). Il semble que ces isochrones secondaires, de rééquilibration métamorphique ou post-métamorphique, n'ont que trop peu retenu l'attention car, suivant la règle habituelle, en l'absence

*de données contradictoires*, une isochrone sur roche totale est interprétée en terme d'âge de mise en place et le rapport  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , comme étant celui du magma. La confusion entre isochrone primaire et isochrone secondaire peut conduire, premièrement, à une erreur sur l'âge et donc sur la place qu'occupe le granite dans le déroulement de l'orogénèse et, en second lieu, à l'attribution d'une origine anatectique à une roche qui ne l'est pas (sur la base du rapport initial élevé).

Par ailleurs, des migrations de strontium radiogénique (Kröner et Welin, 1974) ou des pertes d'argon (Cahen et Snelling, 1971) ont été constatées en l'absence de métamorphisme dans le sens où les géologues emploient ce terme. Dans les deux cas précités, l'événement géologique à prendre en considération est un phénomène de réchauffement régional sans recristallisation métamorphique notable, qui a affecté diverses régions d'Afrique il y a quelque 500 millions d'années et que l'on peut corréliser avec une phase orogénique dans certains cas.

## V-2. Systèmes fermés

A l'inverse, on constate que, dans des conditions de métamorphisme particulièrement sévère, un comportement en système fermé peut se manifester, contrairement aux règles habituelles. Mais, peut-être, ces règles ont-elles été mal formulées. A moins que le cas n'ait été interprété en fonction de données géologiques qu'il convient de reconsidérer.

On est tenté de rapprocher trois cas assez similaires à première vue, où les roches totales enregistrent un âge prémétamorphique par la méthode au strontium, en dépit du caractère particulièrement sévère du métamorphisme (faciès granulite). Il s'agit d'une région d'Australie (Gray et Oversby, 1972), des Adirondacks (Silver, 1968 ; Spooner et Fairbairn, 1970) et de la Norvège méridionale (Verstevee, 1971 ; Pasteels et Michot, 1975). La difficulté est aplanie si l'on admet qu'il y a polymétamorphisme (le premier métamorphisme n'étant pas nécessairement de faciès granulite). Les cas de second métamorphisme prograde sont, en principe, difficiles à mettre en évidence par les moyens habituels. La géochronologie pourrait éventuellement y pourvoir : pour l'instant, elle fournit des indices plutôt que des certitudes.

## VI. EN GUISE DE CONCLUSION : LA NOTION D'OROGÉNÈSE ET LA GÉOCHRONOLOGIE

Les méthodes géochronologiques apportent des informations précieuses de deux types. D'une part, quand elles fournissent l'information chronologique demandée, elles donnent une dimension « temps absolu » à des phénomènes que la géologie ne peut étudier que dans les trois dimensions de l'espace (et celle du temps relatif).

D'autre part, lorsque aucun âge radiométrique ne peut être tiré des mesures isotopiques, on dispose encore, néanmoins, d'informations très utiles sur l'origine des roches, le caractère monocyclique ou polycyclique d'un segment crustal, etc. Sur ce dernier point, qui relève plutôt de la géochimie isotopique au sens large, nous ne nous sommes guère attardés.

Nous voudrions conclure par quelques considérations générales sur la dimension « temps » en géologie des socles.

Le cycle géologique comporte en principe une succession d'événements : altération, érosion, sédimentation, subsidence, compaction, diagenèse, tectogenèse, métamorphisme, anatexie et intrusions granitiques, surrection orogénique et isostatique.

Lorsqu'on cherche à définir et à expliquer l'ampleur et la diversité des phénomènes qui constituent un cycle déterminé, on doit faire appel à des notions de profondeur d'enfouissement, d'extension régionale et de durée.

Suivant le niveau bathymétrique atteint, on distingue des « segments orogéniques » épizonaux et des segments profonds mésozonaux et catazonaux (Michot, P., 1968). Les premiers sont les témoins de cycles dont l'évolution s'est confinée — ou s'est arrêtée prématurément — aux niveaux superficiels de l'écorce ; les seconds résultent de cycles qui ont conduit à la formation des roches cristallophylliennes et à la constitution des domaines cristallins proprement dits.

C'est à travers ces roches métamorphiques et ignées produites pour la plupart durant la phase orogénique de cycles de ce dernier type, que le géologue du cristallophyllien essaie de retracer l'histoire du cycle tout entier. La géochronologie fournit actuellement les moyens de préciser le moment de l'un ou l'autre des événements qui ont produit ou marqué ces roches. De là, elle permet éventuellement d'estimer la durée de certains processus pétrogénétiques, de rapprocher des phénomènes considérés jusqu'alors comme dépourvus de relations (*provocative correlations* de Silver, 1968) et de découvrir des événements dont on ne soupçonnait pas l'existence.

De l'accumulation des données très nombreuses émerge une notion certaine : la plupart des régions du globe ont connu plusieurs cycles superposés. Mais on constate, par ailleurs, que certains événements datés ne se manifestent que sur une partie de l'aire impliquée dans ces cycles montrant un certain déplacement de l'activité orogénique dans ses manifestations diverses.

La durée d'un cycle peut prêter à discussion. Il existe des cycles relativement de courte durée, par exemple le cycle hercynien. D'autres apparaissent beaucoup plus longs, notamment durant le Précambrien. Certains cycles sont simples, d'autres sont complexes. Ainsi, Rodgers (1967) définit un *cycle appalachien* dont les manifestations se succèdent dans l'intervalle de 580 m.a. à 190 m.a. dans l'est du continent nord-américain et qui regroupe ce qui a été appelé Avalonien, Taconique, Appalachien... Il s'agit donc d'un cycle complexe, ce que d'aucuns ont appelé « mégacycle ». En Europe le prolongement de la chaîne appalachienne (constituée durant ce cycle appalachien) comprend les chaînes assynitique (cadomienne), calédonienne et hercynienne. On constate une indépendance relativement grande de chacune de ces chaînes l'une par rapport à l'autre. Chacun des cycles assynitique, calédonien et hercynien apparaît plus court et moins complexe que le cycle appalachien.

Nous touchons ici à un problème de concepts et de nomenclature assez délicat : la meilleure contribution à la classification des idées que peut apporter le géochronologue est de définir avec le plus de rigueur possible non seulement l'âge d'un phénomène géologique mais aussi *la nature exacte du phénomène daté*.

Dans le corps de cette note, nous avons insisté sur le fait que différentes méthodes géochronologiques appliquées à différents matériaux peuvent livrer des résultats dont les significations sont diverses. Il est donc erroné en principe,

et trompeur quant au résultat, de considérer avant tout l'âge mesuré. La valeur numérique de l'âge n'a de signification que par la nature géologique du phénomène daté, des âges identiques caractérisant des phénomènes différents pouvant appartenir à des cycles différents.

### Remerciements

Les auteurs remercient L. Cahen, J. Michot et D. Ledent pour les suggestions et pour l'aide qu'ils leur ont apportées durant la rédaction de cette note.

### Bibliographie

- ALBARÈDE, F., FERAND, G., KANESKA, I. and ALLEGRE, C. J. (1973). — The polytectonic record in K-feldspar from the Eastern Pyrenees by the  $^{39}\text{A}-^{40}\text{A}$  method. ECOG III. *Abstracts of Geochronology and Isotope Geology*, 9, Oxford.
- ALLEGRE, C. J., ALBARÈDE, F., GRÜNENFELDER, M. and KÖPPEL, V. (1974). —  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}-^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}-^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$  zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environments. *Contr. Miner. Petr.*, 43, p. 163-194.
- ARMSTRONG, R. L. (1966). — K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts. In : *Potassium-Argon Dating*, Springer Verlag, Berlin, p. 117-133.
- ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E. and EBERHARDT, P. (1966). — A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 1, p. 13-19.
- BREWER, M. S. (1969). — Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 6, p. 321-331.
- CAHEN, L. and SNELLING, N. J. (1966). — *The Geochronology of Equatorial Africa*. North-Holland, Amsterdam.
- CAHEN, L. et SNELLING, N. J. (1971). — Données radiométriques nouvelles par la méthode potassium-argon. Existence d'une importante élévation post-tectonique de la température dans les couches katangiennes du sud du Katanga et du Copperbelt de la Zambie. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94, p. 199-209.
- CLARK, S. P. and JÄGER, E. (1969). — Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Amer. J. Sc.*, 267, p. 1143-1160.
- CORDANI, U. G., DELHAL, J. et LEDENT, D. (1973). — Orogenèses superposées dans le précambrien du Brésil sud-oriental (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geociencias*, 3, 1, p. 1-22.
- DALRYMPLE, G. B. and LANPHERE, M. A. (1969). — *Potassium-Argon Dating*. Freeman and Co., San Francisco.
- DAMON, P. E. (1970). — A theory of « real » K-Ar clocks. *Eclog. Geol. Helv.*, 63, p. 69-76.
- DELHAL, J., LEDENT, D. et CORDANI, U. (1969). — Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 92, p. 271-283.
- DELHAL, J., LEDENT, D., PASTEELS, P. et VENIER, J. (1971). — 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. Belg.*, 94, p. 223-236.
- DELIENS, M. (1973). — Premiers résultats d'une étude infrarouge de zircons métamictes datés par la méthode U/Pb. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96, p. 275-288.
- DEWEY, J. F. and PANKHURST, R. J. (1970). — The evolution of the Scottish Caledonides in relation to their isotopic age pattern. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 68, p. 361-389.
- DOE, B. R. (1970). — *Lead Isotopes*. Springer Verlag, Berlin.
- FAIRBAIRN, H. W. and HURLEY, P. M. (1970). — Northern Appalachian geochronology as a model for interpreting ages in older orogens. *Eclog. Geol. Helv.*, 63, p. 83-90.
- FAURE, G. and HURLEY, P. M. (1963). — The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt : Application to the origin of igneous rocks. *J. Petrol.*, 4, p. 31-50.
- FAURE, G. and POWELL, J. L. (1972). — *Strontium Isotope Geology*. Springer Verlag, Berlin.
- FITCH, F. J., MILLER, J. A. and MITCHELL, J. G. (1969). — A new approach to radio-isotopic

- dating in orogenic belts. In : *Time and Place in Orogeny*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 3, p. 157.
- GEBAUER, D. and GRÜNENFELDER, M. (1971). — Comparative Rb/Sr and U/Pb studies in migmatic ortho- and paragneisses. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94, p. 114.
- GILETTI, B. J. (1971). — Discordant isotopic ages and excess argon in biotites. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 10, p. 157-164.
- GRAUERT, B. und ARNOLD, A. (1968). — Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gothardmassivs (Schweizer Alpen). *Contr. Min. Petr.*, 20, p. 34-56.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. and SOPTRAJANOVA, G. (1973). — Age and origin of detrital zircons from the Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps. *Contr. Min. Petr.*, 40, p. 105-130.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. and SOPTRAJANOVA, G. (1974). — Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region : the Moldanubicum of the Area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. *Contr. Min. Petr.*, 45, 1, p. 37-64.
- GRAUERT, B., SEITZ, M. C. and SOPTRAJANOVA, G. (1974). — Uranium and lead gain of detrital zircon studied by isotopic analyses and fission-track mapping. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 21, p. 389-399.
- GRAY, M. C. and OVERSBY, V. M. (1972). — The Behaviour of lead isotopes during granulite facies metamorphism. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 36, p. 939-952.
- HAMET, J. et ALLÈGRE, C. (1972). — Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$ . *Contr. Min. Petr.*, 34, p. 251-257.
- HARPER, C. T. (1967). — On the interpretation of potassium-argon ages from Precambrian shields and Phanerozoic orogens. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 3, p. 128-132.
- HARPER, C. T. (1970). — Graphical solutions to the problem of radiogenic argon-40 loss from metamorphic minerals. *Ecl. Geol. Helv.*, 63, p. 119-140.
- HARPER, C. T. and LANDIS, C. A. (1970). — K-Ar ages from regionally metamorphosed rocks, South Island, New Zealand, and some tectonic implications. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 2, p. 419-429.
- HOFMANN, A. W. and GRAUERT, B. (1972). — Effect of regional metamorphism on whole rock Rb/Sr systems in sediments. *Carnegie Inst. Year Book*, 72, p. 299.
- HURLEY, P. M., HUGHES, H., PINSON, W. H. Jr. and FAIRBAIRN, H. W. (1962). — Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperature obtained from Alpine fault uplift in New Zealand. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 26, p. 67-80.
- KÖPPEL, V. and SOMMERAUER, J. (1974). — Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contr. Min. Petr.*, 43, p. 71-82.
- KROGH, T. E. and DAVIS, G. L. (1972). — The effect of regional metamorphism on U-Pb systems in zircon and a comparison with Rb-Sr systems in the same whole rock. *Carnegie Inst. Year Book*, 71, p. 564-571.
- KROGH, T. E. and DAVIS, G. L. (1973a). — The effect of regional metamorphism on U-Pb systems in zircon and a comparison with Rb-Sr systems in the same whole rock and its constituent minerals. *Carnegie Inst. Year Book*, 72, p. 601-610.
- KROGH, T. E. and DAVIS, G. L. (1973b). — The effect of regional metamorphism on U-Pb systems in zircons and a comparison with Rb-Sr systems in the same whole-rock. *Fortsch. Miner.*, 50, p. 95.
- KRÖNER, A. and WELIN, E. (1974). — Evidence for a  $\pm 500$  m.yr. old thermal episode in Southern South-West Africa. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 21, p. 149-152.
- KRUMMENACHER, D. (1961). — Déterminations d'âges isotopiques faites sur quelques roches de l'Himalaya du Népal par la méthode potassium-argon. *Bull. Suisse Min. Petr.*, 41, p. 273-284.
- LANCELOT, J. R., VITRAC, A. and ALLÈGRE, C. J. (1973). — U/Th/Pb zircon population studies by single zircon analysis. ECOG III, Oxford, 1973. *Abstracts of Geochronology and Isotope Geology*, 9.
- LARSEN, E. S. Jr., KEEVIL, N. B. and HARRISON, H. C. (1952). — Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 63, p. 1045-1052.
- LEDENT, D. et PASTEELS, P. (1968). — Déterminations de l'âge des roches post-tectoniques du sud-est du Brésil. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 91, p. 305-309.
- MALCUIT, R. J. and HEIMLICH, R. A. (1972). — Zircons from Precambrian gneiss, Southern Bighorn Mountains, Wyoming. *Am. Min.*, 57, p. 1190-1209.
- MERRIHUE, C. M. and TURNER, G. (1966). — Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.*, 71, p. 2852-2857.

- MICHOT, P. (1968). — La croissance continentale. *R.U.M.*, 9, p. 249-261.
- NAYLOR, R. S., STEIGER, R. H. and WASSERBURG, G. J. (1970). — U-Th-Pb and Rb-Sr systematics in  $2700 \times 10^6$  year old plutons from the southern Wind River Range, Wyoming. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 34, p. 1133-1160.
- O'NIONS, R. K., SMITH, D. G. W., BAARDSGAARD, H. and MORTON, R. D. (1969). — Influence of chemical composition on the argon retentivity of metamorphic calcic amphiboles from South Norway. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 5, p. 339-345.
- OOSTHUIZEN, E. J. and BURGER, A. J. (1973). — The suitability of apatite as an age indicator by the uranium-lead isotope method. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 8, p. 29-36.
- PANKHURST, R. J., MOORTBATH, S. and MCGREGOR, V. R. (1973). — The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  whole rock age of the Archean granulite facies metamorphic event in West Greenland. *Nature, Phys. Sci.*, 244, p. 50.
- PASTEELS, P. and MICHOT, J. (1970). — Uranium-lead radioactive dating and lead isotope study on sphene and K-feldspar in the Sör-Rondane Mountains, Dronning Maud Land, Antarctica. *Ecol. Geol. Helv.*, 63, p. 239-254.
- PASTEELS, P. and MICHOT, J. (1975). — Geochronological investigation of the metamorphic terrain of Southwestern Norway. A paraître dans *Norsk Geol. Tidss.*
- PASTEELS, P. and SILVER, L. T. (1965). — Geochronologic investigation in the crystalline rocks of the Grand Canyon, Arizona (Abstract). *Program 1965 Annual meeting, Geol. Soc. Am.*
- PETERMAN, Z. E., HEDGE, C., COLEMAN, R. G. and SNAVELY, P. D. Jr. (1967). —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magmas in orogenic belts. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 2, p. 433-439.
- PIDGEON, R. T. (1967). — A rubidium-strontium geochronological study of the Willyama Complex, Broken Hill, Australia. *Journ. Petr.*, 8, p. 283-324.
- PIDGEON, R. T. and COMPSTON, W. (1965). — The age and origin of the Cooma granite and its associated metamorphic zones, New South Wales. *J. Petr.*, 6, p. 193-222.
- PIDGEON, R. T., KÖPPEL, V. and GRÜNENFELDER, M. (1970). — U-Pb isotopic relationships in zircon suites from a para- and orthogneiss from the Ceneri zone, Southern Switzerland. *Contr. Min. Petr.*, 26, p. 1-11.
- PIDGEON, R. T., O'NEIL, J. R. and SILVER, L. T. (1966). — Uranium and lead isotopic instability in metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science*, 154, p. 1538-1540.
- PIDGEON, R. T., O'NEIL, J. R. and SILVER, L. T. (1973). — Observations on the crystallinity and the U-Pb isotopic system of a metamict Ceylon zircon under experimental hydrothermal conditions. *Fortschr. Min.*, 50, p. 118.
- REYNOLDS, P. H. (1971). — A U-Th-Pb, lead isotope study of rocks and ores from Broken Hill, Australia. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 12, p. 215-225.
- RODDICK, J. C. and FERRAR, E. (1971). — High initial argon ratios in hornblendes. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 12, p. 208-214.
- RODGERS, J. (1968). — Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of Eastern North America. *Amer. J. Sc.*, 265, p. 408-427.
- ROQUES, M. et VACHETTE, M. (1970). — Ages au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire et du massif de granite du Mendic (Massif Central français). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, p. 275-278.
- SILVER, L. T. (1963). — The relation between radioactivity and discordance in zircons. *Nuclear geophysics, Proc. Conf.*, 1972, Woods Hole, Mass., NAS-NRC, 1075, p. 34-42.
- SILVER, L. T. (1968). — A geochronologic investigation of the anorthosite complex, Adirondack Mountains, New York. *N. Y. State Museum and Science Service, Mem.*, 18, p. 399-410.
- SILVER, L. T. and DEUTSCH, S. (1963). — Uranium-lead isotopic variations in zircons: A case study. *J. Geol.*, 71, p. 721-759.
- SOBOTOVITCH, E. V., GRASHCHENKO, S. M. and LOVTSUYS, A. V. (1963). — Rock age of Taromskoe quarry according to data of lead isochronous method. *Akad. Nauk SSSR, Kom. Opredeleniyu Absolyut. Vozrasta Geol. Formatsü Trudy*, sess. II, p. 353-356.
- SPOONER, C. M. and FAIRBAIRN, H. W. (1970). — Strontium 87/Strontium 86 initial ratios in pyroxene granulite terranes. *J. Geophys. Res.*, 75, p. 6706-6713.
- TATSUMOTO, M., UNRUH, D. M., NAESER, C. W. and GRAULICH, J. W. (1973). — Grain by grain analysis applied to a U-Pb systematic study of Zircon from Amitsoq gneiss, Greenland. *ECOG III, Oxford, 1973. Abstracts of Geochronology and Isotope Geology*, 9.

- TILTON, G. R. (1960). — Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.*, 67, p. 2933-2945.
- TILTON, G. R., DAVIS, G. L., WETHERILL, G. W. and ALDRICH, L. T. (1957). — Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. *Trans. Am. Geoph. Un.*, 38, p. 360-371.
- TILTON, G. R. and GRÜNENFELDER, M. H. (1968). — Sphene : uranium-lead ages. *Science*, 159, p. 1458-1461.
- ULRYCH, T. J. and REYNOLDS, P. H. (1966). — Whole-rock and mineral leads from the Llano Uplift, Texas. *J. Geophys. Res.*, 71, p. 3089-3094.
- VERSTEEVE, A. J. (1971). — Progress-report on Rb-Sr investigations in the charnockitic Precambrian of Rogaland and Vest-Agder, S.W. Norway (Abstract). *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 94, p. 134-135.
- WASSERBURG, G. J. (1963). — Diffusion processes in lead-uranium systems. *J. Geophys. Res.*, 68, p. 4823-4846.
- WETHERILL, G. W. (1956). — Discordant uranium-lead ages. I. *Trans. Am. Geoph. Un.*, 37, p. 320-326.
- WETHERILL, G. W., DAVIS, G. L. and LEE-HU, C. (1968). — Rb-Sr measurements on whole-rocks and separated minerals from the Baltimore Gneiss, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, p. 757-762.
- WETHERILL, G. W., TILTON, G. R., DAVIS, H. L., HART, S. R. and HOPSON, C. A. (1966). — Age measurements in the Maryland Piedmont. *J. Geoph. Res.*, 71, p. 2139-2155.
- YORK, D. and FARQUHAR, R. (1972). — *The Earth's Age and Geochronology*. Pergamon Press, Oxford.
- ZARTMAN, R. E. (1965). — Rubidium-strontium age of some metamorphic rocks from the Llano Uplift, Texas. *J. Petr.*, 6, p. 28-36.
- ZARTMAN, R. E. and MARVIN, R. F. (1971). — Radiometric age (late Ordovician) of the Quincy, Cape Ann and Peabody Granites from Eastern Massachusetts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 937-958.