Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 51 (1971)

Heft: 1

Artikel: Ages "plomb total" déterminés sur des zircons du Précambrien de la région de Frederikshab (côte sud-ouest du Groenland)

Autor: Masson, Henri / Chessex, Ronald / Delaloye, Michel

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-39817

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 01.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Ages „plomb total“ déterminés sur des zircons du Précambrien de la région de Frederikshab (côte sud-ouest du Groenland)

Par *Henri Masson* (Lausanne)*), *Ronald Chessex* et *Michel Delaloye* (Genève)**)

Avec 1 figure dans le texte et 2 planches

Summary

Zircons contained in five specimens of gneiss from different formations of the Isorssua area (E of Frederikshab, SW Greenland) have revealed the following "total lead" ages: 2755, 2725, 2680, 2630, 2620 Ma. They fit well with the main group of K-Ar ages (2500 to 2700 Ma) known from other localities from the pre-ketilidian basement, but are, however, in average slightly older; this may be explained by the fact that they correspond to an earlier stage of the cooling of the basement and are also less sensitive to later thermal influences.

The first two ages (2755 and 2725 Ma) come from non-migmatitic rocks, which are interstratified in the predominantly migmatitic gneiss (2680 to 2620 Ma). The older age of these more refractory rocks results from less complete recrystallisation of the zircons, some inherited material having thus been preserved. The extent of rejuvenation of the zircons therefore appears to depend, thermal conditions being equal, upon the chemical composition of the whole rock.

K-Ar ages measured on biotites in the same rocks from the same area approximate 1800 Ma (Larsen, 1966). This discordance is a distant effect of the ketilidian orogeny, which completely rejuvenated the biotites but did not affect the zircons.

I. INTRODUCTION

Les échantillons étudiés ici proviennent du matériel récolté par l'un de nous (H. M.) dans la région d'Isorssua, dans le cadre des recherches menées par le Service Géologique du Groenland (G. G. U.) sur le socle précambrien du district de Frederikshab (fig. 1). Nous rapportons ici les premiers résultats

*) Institut de Géologie de l'Université, Palais de Rumine, 1005 Lausanne.

**) Institut de Minéralogie de l'Université, rue des Maraîchers 11bis, 1200 Genève.

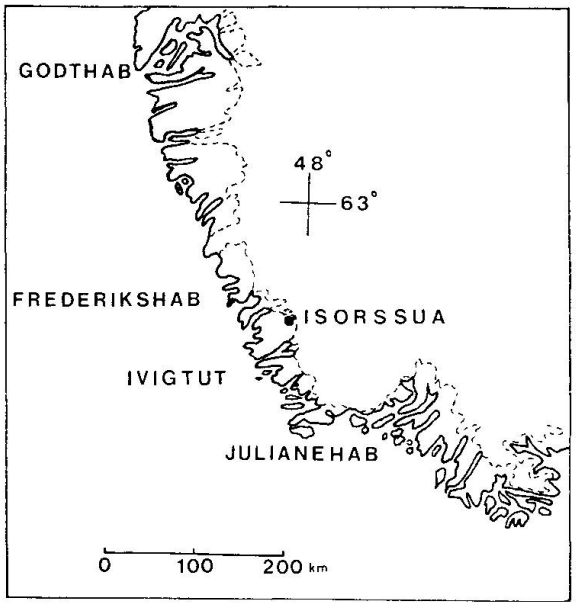

Fig. 1. Côte SW du Groenland.

obtenus par la méthode du „plomb total" sur des zircons extraits de roches appartenant à diverses formations de ce complexe profondément métamorphisé.

Au Groenland, l'exploration géologique est assez avancée pour que les études géochronologiques, encore relativement peu nombreuses, puissent être interprétées valablement à la lumière des données de terrain. Elles contribueront ainsi à résoudre certains problèmes majeurs relatifs à l'histoire du Précambrien: succession de plusieurs périodes orogéniques, réactivation progressive d'un socle, mécanisme de la migmatisation, etc. Notre étude est une modeste contribution à l'investigation de ces grands problèmes.

Remerciements: Nous remercions K. Ellitsgaard-Rasmussen, directeur du Service Géologique du Groenland (GGU), pour l'autorisation de publier ce travail.

II. SITUATION GÉOLOGIQUE

A. Aperçu du socle pré-kétilidien à l'E de Frederikshab

La côte W du Groenland est constituée par un bloc central ancien, s'étendant d'Ivigtut (61° 15′) à Söndre Strömfjord (66° 30′), formé essentiellement de roches intensément métamorphiques datées de plus de 2500 Ma, et bordé par deux chaînes orogéniques plus jeunes: les Nagssugtoqides au N, et les Kétilides au S (voir Pulvertaft, 1968; Allaart et al., 1969).

Le vieux bloc central, dit pré-kétilidien, est très complexe. Sa structure est encore mal élucidée. Dans la région à l'E de Frederikshab, nos recherches

(MASSON, 1970) nous ont conduit à distinguer sous le nom de „*groupe d'Isorssua*" un ensemble lithologique bien individualisé, couvrant une surface de plusieurs centaines de km², et constitué par quatre formations qui se superposent de bas en haut dans l'ordre suivant (sauf renversements locaux dûs à d'anciens plis couchés): (1) *Gneiss à biotite inférieurs*; (2) *Schistes bruns*[1]: il s'agit de roches quartzo-plagioclasiques à biotite et grenat, souvent riches en cordiérite et en sillimanite; (3) *Amphibolites d'Isorssua*; (4) *Gneiss à biotite supérieurs*. Les datations présentées ici portent sur des échantillons de chacune de ces formations, sauf les amphibolites qui se sont révélées trop pauvres en zircon. D'autres formations gneissiques et amphibolitiques affleurent au voisinage, mais leurs relations avec le groupe d'Isorssua sont encore douteuses; nous en avons joint un échantillon à cette étude.

Cet ensemble fut affecté par plusieurs phases tectoniques successives. A la plus jeune, caractérisée par des directions structurales en moyenne NE-SW, s'associe un métamorphisme de faciès amphibolite. Ce métamorphisme s'accompagna d'une intense migmatisation par anatexie partielle des gneiss de composition courante (Gneiss à biotite inférieurs et supérieurs), tandis que les roches plus mafiques et moins alcalines des formations des Schistes bruns et des Amphibolites d'Isorssua restèrent réfractaires à la fusion; ces dernières ne sont donc en principe pas migmatitiques. Elles peuvent toutefois être envahies par des mobilisats leucogranitiques issus des deux formations de Gneiss à biotite: c'est une „exomigmatisation" localisée, d'une signification génétique très différente de l'„endomigmatisation" systématique des Gneiss à biotite inférieurs et supérieurs (MASSON, 1970).

L'étude de la seule région d'Isorssua n'a livré aucune indication sur la durée des différentes phases tectoniques et des intervalles les séparant. Des tentatives de corrélation avec les régions voisines suggèrent cependant qu'une longue période de repos orogénique a pu séparer la dernière phase des précédentes. En effet l'existence, une trentaine de km au S d'Isorssua, de lambeaux d'une série pré-kétilidienne moins métamorphique et moins déformée (groupe de Tartoq), et leur localisation dans des synclinaux NE obliques sur les directions dominantes des gneiss environnants, fournissent de sérieux arguments en faveur d'une histoire polycyclique de ce complexe (HIGGINS et BONDESEN, 1966; HIGGINS, 1968; HENRIKSEN, 1969). Les recherches géologiques dans des régions plus lointaines au N de Frederikshab, appuyées par quelques données géochronologiques (voir ci-dessous), mènent à des conclusions analogues (MCGREGOR, 1968; WINDLEY, 1969).

---

[1]) Nom de terrain dont l'usage s'est révélé pratique, malgré que les échantillons de ces roches assez massives aient plus souvent „en musée" l'aspect d'un gneiss que d'un schiste; le caractère en principe non migmatitique de ces roches peut justifier, par contraste avec les gneiss migmatitiques adjacents, cet usage du mot schiste.

B. Influence de l'orogenèse kétilidienne

Sur ce socle ancien repose près d'Ivigtut la série de couverture kétilidienne. Soupçonnée déjà par WEGMANN (1938), l'existence de cette importante discordance stratigraphique fut établie définitivement ces dernières années (HIGGINS et BONDESEN, 1966; WINDLEY et al., 1966; HENRIKSEN, 1969). La transition du bloc ancien à la chaîne kétilidienne est remarquable, et l'une des mieux connues dans les boucliers précambriens; elle rappelle dans ses grandes lignes, mais à un niveau un peu plus profond, le passage, dans les Alpes, du socle hercynien des massifs externes aux zones internes de la chaîne. Les datations radiométriques de roches provenant de ce domaine orogénique sont pour la plupart comprises entre 1590 et 1650 Ma; on admet qu'elles correspondent à une période tardive de granitisation, dite „réactivation sanérutienne" (BRIDGWATER, 1965; LARSEN, 1966). L'âge de la phase tectono-métamorphique principale du cycle kétilidien est sans doute un peu plus élevé, de l'ordre de 1800 Ma.

Dans la région considérée ici (Isorssua), 80 km au N d'Ivigtut, l'influence de l'orogenèse kétilidienne sur le socle ancien est encore perceptible, bien que faible (MASSON, 1970). Ses principaux effets sont: 1. un faible métamorphisme de faciès schiste vert, qui a surtout affecté des filons doléritiques, laissant les autres roches presque intactes; 2. le rejeu de certaines failles anciennes, accompagné ou suivi de recristallisations et de migrations chimiques localisées dans ces zones de faiblesse; 3. le rajeunissement apparemment total de l'âge K-Ar des biotites (voir ci-dessous).

C. Données géochronologiques antérieures sur le pré-Kétilidien

Pour pouvoir discuter nos résultats en les comparant à ceux d'autres auteurs, nous reproduisons ici les principales données géochronologiques publiées à ce jour sur le socle pré-kétilidien. Elles se répartissent clairement en trois groupes:

1. Des âges de l'ordre de 2500–2700 Ma. Ce sont des mesures K-Ar: 2710 ± 130 Ma sur une biotite de Godthab (ARMSTRONG, 1963), 2610 ± 50 et 2520 ± 40 Ma sur des biotites respectivement des régions de Godthab et de Fiskenaesset (LARSEN, 1966), 2535 ± 60 et 2410 ± 60 Ma sur des hornblendes du district de Godthab (LAMBERT et SIMONS, 1969), et enfin 2550 ± 80 Ma sur une biotite de Qasigialik, 70 km au SE de Frederikshab (JÖRGENSEN, 1968).

Ces données montrent qu'un important événement orogénique a affecté le bloc pré-kétilidien aux alentours de 2500–2700 Ma; les auteurs attribuent à cet événement le métamorphisme de faciès amphibolite qui domine dans ce bloc, où il se superpose souvent à un métamorphisme plus ancien de faciès granulite (LARSEN et MÖLLER, 1968b; WINDLEY, 1969).

2. Des âges supérieurs à 3000 Ma ont été obtenus en quelques points. Citons

la date Rb-Sr de 3400 Ma obtenue par STUEBER (in SÖRENSEN, 1967) sur une dunite de Siorarssuit (district de Sukkertoppen), une date Re-Os de 3080 ± 70 Ma sur une molybdénite de Fiskenaesset (HERR et al., 1967), et une date K-Ar de 3210 ± 80 Ma sur une hornblende de Fiskenaesset (LAMBERT et SIMONS, 1969). La signification de ces âges très anciens est fort discutable. La date la plus intéressante géologiquement semble être celle de 3210 Ma: les auteurs estiment qu'elle représente l'âge minimum du métamorphisme de faciès granulite, bien préservé dans la région de Fiskenaesset (WINDLEY, 1969).

Des indications relatives à des événements très anciens provenaient déjà de recherches sur la composition isotopique du plomb de la galène d'Ivigtut: sa composition anormale suggère en effet que la minéralisation initiale date de plus de 2980 ± 10 Ma; elle aurait été remaniée et contaminée plus tard, lors des événements kétilidiens puis Gardar (KANASEWICH et SLAWSON, 1964; ULRYCH, 1964).

3. Sur les deux marges N et S du bloc pré-kétilidien, ainsi qu'en quelques autres localités isolées (notamment près de Godthab), les biotites livrent des âges K-Ar de l'ordre de 1800 à 2000 Ma. Il s'agit d'un rajeunissement sous l'influence thermique des orogènes kétilidiens ou nagssugtoqidiens, ou de manifestations synchrones plus localisées.

C'est en particulier le cas dans la région considérée ici (Isorssua): les biotites de deux échantillons de la formation des „Schistes bruns" ont livré des âges K-Ar de 1790 ± 40 et 1830 ± 40 Ma (LARSEN, 1966; LARSEN et MÖLLER, 1968a). Nous présumons que leur rajeunissement est total et que cet âge correspond à la phase métamorphique principale de l'orogenèse kétilidienne, non datée jusqu'à présent plus au S (discussion dans MASSON, 1970).

En conclusion, la succession des événements détectés par la géochronologie s'accorde parfaitement à celle déduite des travaux géologiques de terrain. Mais les datations publiées à ce jour ont été effectuées presque uniquement par la méthode K-Ar. A notre connaissance, aucune étude géochronologique n'a encore été publiée sur des zircons du Groenland[2]). Les résultats présentés ici visent à combler partiellement cette lacune. Ils seront complétés prochainement par des déterminations isotopiques.

III. DESCRIPTION DES ROCHES ET DES ZIRCONS

A. Les roches

Les cinq roches datées sont des gneiss appartenant à différentes formations de la région d'Isorssua. Deux échantillons proviennent des formations des

[2]) A l'exception d'une date difficilement interprétable de 2990 ± 340 Ma sur un zircon de Tasersiaq, dans la bordure S des Nagssugtoqides (TREVES, in BRIDGWATER, 1965), et d'une datation non valable d'un massif Gardar (discussion dans MOORBATH et al., 1960).

„Gneiss à biotite inférieurs" et des „Gneiss à biotite supérieurs", composées toutes deux essentiellement de roches ayant subi une migmatisation avancée par anatexie partielle.

Deux autres échantillons proviennent de la formation des „Schistes bruns", qui, du fait de sa composition plus ferro-magnésienne et moins sodique, n'a pas subi d'anatexie; ces deux échantillons ont été récoltés hors des zones contaminées par des mobilisats issus des gneiss migmatitiques sous-jacents. Le dernier spécimen, de caractère migmatitique, provient d'une formation dont les relations de terrain avec le „groupe d'Isorssua" sont encore douteuses.

Les échantillons portent les numéros attribués par le G. G. U.

56002: Gneiss à biotite et grenat; base des „Schistes bruns"; 600 m à l'W du pt 1250; 61° 53′ 29″ N, 48° 15′ 14″ W.

Roche fraîche, assez finement grenue et à foliation bien marquée. Localement, la structure devient plus schisteuse, la proportion de quartz et de mica augmente au détriment de celle du feldspath, et la roche peut être qualifiée de micaschiste.

Texture grano- à lépidoblastique. Composition quartzo-dioritique. Minéraux essentiels: quartz, plagioclase (An_{33}) et biotite brun pâle à olive. Accessoires: grenat (1–2%), microcline (< 1%), zircon en gros grains irrégulièrement dispersés ou en petites inclusions dans la biotite, apatite; épidote et chlorite tardives.

56012–13: Gneiss à cordiérite, biotite, sillimanite et grenat; formation des „Schistes bruns"; 500 m au N du pt 1250; 61° 53′ 42″ N, 48° 14′ 32″ W.

Roche fraîche assez massive, à foliation plutôt fruste. Localement, zones plus riches en biotite et quartz et plus pauvres en feldspath.

Texture granoblastique assez grossière. Minéraux essentiels: quartz, plagioclase (An_{35}), cordiérite fraîche à partiellement altérée, biotite brun pâle, sillimanite nématoblastique, grenat porphyroblastique. Apatite, zircon et ilménite accessoires.

55978: Gneiss à biotite; formation des „Gneiss à biotite supérieurs"; 1 km au NW du pt 1160; 61° 51′ 39″ N, 48° 21′ 15″ W.

Roche fraîche, massive, à foliation relativement bien marquée. Individualisation de lentilles et de lits de leucosome quartzo-feldspathique, limités par un mélanosome riche en biotite.

Minéraux essentiels: quartz xénomorphe à extinction onduleuse; plagioclase (An_{30}) frais à complètement séricitisé; orthose en faible quantité; biotite de couleur olive, à pléochroïsme accusé, partiellement altérée en chlorite et épidote; quelques reliques de biotite brune fortement pléochroïque. Apatite, zircon et allanite accessoires.

55973: Gneiss à biotite; formation des „Gneiss à biotite inférieurs"; 1 km au N du pt 930; 61° 50′ 53″ N, 48° 17′ 43″ W.

Roche fraîche, de caractère migmatitique, à structure grossièrement rubanée. La séparation entre leucosome quartzo-feldspathique et mélanosome biotitique est nette.

Minéraux essentiels: quartz, plagioclase (An_{25}) et microcline (en faible quantité) formant un leucosome à texture pegmatoïde; biotite brun pâle, partiellement altérée en chlorite et épidote. Sphène, apatite, grenat et zircon accessoires.

75106: Gneiss à biotite et hornblende; formation dont les relations avec les précédentes sont douteuses; 1800 m à l'W du pt 727 (Nunatarssuaq); 61° 59′ 11″ N, 48° 24′ 14″ W.

Roche fraîche. Structure grossièrement rubanée, avec lits mélanocrates à hornblende. Texture granoblastique. Minéraux essentiels; plagioclase (An_{40}), quartz, biotite, hornblende verte. Accessoires: microcline, apatite, sphène, zircon.

B. Les zircons

Nous avons étudié sous le microscope polarisant les principaux caractères morphologiques des zircons dégagés et montés en frottis. Les résultats sont consignés dans le tableau 1. Pour cette étude statistique, nous avons pris en considération, pour chaque échantillon, les caractères de 100 grains intacts; nous n'avons pas tenu compte de la proportion de grains cassés, une partie d'entre eux étant brisés lors des opérations de broyage.

Cet examen morphologique, mené parallèlement à l'étude géochronologique, n'a pas pour but de caractériser de manière extrêmement précise les populations de zircon. Pour cette raison, nous n'avons pas reporté dans le tableau 1 les écarts-types sur les mesures de dimensions des grains. La récupération des zircons, en particulier, n'est pas totale: une partie de la fraction la plus fine, et de la plus grossière, sont éliminées lors des processus de séparation et de concentration.

L'étude des cristaux de zircon doit nous donner des indications sur l'origine des roches et nous aider dans l'interprétation des âges apparents. Considérés isolément, les caractères relevés ne sont que d'une utilité limitée et peuvent même conduire à des erreurs d'interprétation. Un examen valable doit porter sur un certain nombre de ces caractères dont les plus importants sont: dimensions et allongement (colonnes 1 à 3 du tableau 1), degré d'idiomorphisme (4 à 7), habitus (8 à 10) et présence de noyaux plus anciens dans les cristaux (11). Les limites entre certaines subdivisions sont naturellement arbitraires et un facteur personnel intervient dans les observations. Il n'est pas très important toutefois, du fait de la relative simplicité des caractères étudiés.

L'examen du tableau 1 montre que, sur la base des critères 1 à 7, on peut distinguer deux groupes de zircons:

a) les échantillons 55973, 55978 et 75106 qui sont constitués par une majorité de cristaux idiomorphes à sub-idiomorphes; leur allongement moyen est supérieur à 2,00;
b) l'échantillon 56002 (ainsi que le 56012-13 qui n'a pas été étudié statistiquement) contient, par contre, une majorité de cristaux xénomorphes à sub-xénomorphes; leur allongement moyen est inférieur à 2,00.

Les zircons de la catégorie a) sont connus pour être caractéristiques de nombreuses roches de type migmatitique, ayant subi une recristallisation complète et profonde, et même éventuellement une fusion partielle (anatexie).

Tableau 1. *Caractères morphologiques des zircons*

N°	Roche	Formation	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
56002	Gneiss à biotite et grenat	Schistes bruns	0,1129	0,0638	1,83	1	25	54	20	7	65	28	44
55978	Gneiss à biotite	Gneiss à biotite supérieurs	0,1589	0,0690	2,31	4	87	9	0	5	69	26	37
55973	Gneiss à biotite	Gneiss à biotite inférieurs	0,1738	0,0832	2,13	10	73	15	2	12	60	28	43
75106	Gneiss à biotite et hornblende		0,1275	0,0599	2,13	2	71	26	1	1	68	31	39

1. Longueur moyenne (mm).
2. Largeur moyenne (mm).
3. Allongement (longueur/largeur) moyen. Il s'agit de la moyenne des 100 rapports longueur/largeur.
4. Cristaux idiomorphes (%).
5. Cristaux sub-idiomorphes (%).
6. Cristaux sub-xénomorphes (sub-arrondis) (%).
7. Cristaux xénomorphes (arrondis) (%).
8. Formes cristallographiques: habitus prismatique simple: formes {100} = a, {110} = m, {111} = p dominantes, {001} = c occasionnelle, (%).
9. Formes cristallographiques: habitus prismatique complexe: formes a, m, p et x {211} dominantes, (%).
10. Formes cristallographiques: habitus non-prismatique complexe: faces de prisme (a et m) peu développées par rapport aux faces de pyramide (p et x), (%).
11. Noyaux préexistants à l'intérieur des cristaux de zircon (%). Il peut s'agir de noyaux de zircons plus anciens; il y a également des noyaux semi-opaques à opaques qui ne sont pas toujours des zircons.

Les zircons de la seconde catégorie, par contre, montrent encore un héritage sédimentaire indubitable.

La proportion de noyaux préexistants ne diffère pas sensiblement d'un concentré à l'autre. Elle est importante dans tous les échantillons. En ce qui concerne les formes cristallographiques, l'association *ampx* (habitus prismatique complexe) est toujours dominante. Les photos 1 à 4 (planches 1 et 2) rendent compte de ces observations.

Les cinq concentrés exhibent la même coloration violette à brun-violacé, que l'on rencontre souvent chez les zircons d'âge élevé, partiellement ou complètement métamictes. La proportion de cristaux limpides, incolores à quasi incolores est de 4% (56002), 15% (55978), 6% (55973) et 7% (75106). La proportion de grains semi-opaques à opaques est comprise entre 15% (55978) et 38% (56002).

La proportion d'individus accolés ou présentant des malformations est toujours relativement élevée, tandis que celle de cristaux zonés est en général faible, ne dépassant pas 15%.

La quantité de zircon extraite des roches étudiées est variable: assez élevée dans les trois échantillons de gneiss migmatitiques (entre 2 et 3‰ du total des minéraux), faible dans les roches de la formation des „Schistes bruns" (entre 0,2 et 0,5‰). Rappelons toutefois qu'une fraction du zircon est éliminée lors des opérations de concentration et que les chiffres donnés ci-dessus n'ont aucune valeur absolue.

IV. DONNÉES ANALYTIQUES ET RÉSULTATS

Les procédés utilisés pour la séparation et la concentration des zircons sont classiques et ont déjà été décrits (CHESSEX et VUAGNAT, 1961).

Le dosage de l'U, du Th et du Pb dans les zircons est effectué par spectrométrie des rayons X (fluorescence X) selon la technique décrite par BUCHS et al. (1962) et LAURENT et al. (1967).

L'erreur analytique sur les mesures de ces trois éléments est comprise entre 2 et 4%. La teneur en Pb de ces échantillons étant élevée, elle peut donc être mesurée avec une précision satisfaisante. En effet, plus la teneur en Pb augmente, plus le rapport U/Pb (qui est utilisé pour la mesure du Pb) diminue et meilleure est la précision de la mesure de ce rapport.

Les résultats de nos mesures sont consignés dans le tableau 2.

Tableau 2. *Résultats*

N°	Roche	Formation	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Activité (α/mg.h)	Pb (ppm)	Age (Ma)
56002	Gneiss à biotite et grenat	Schistes bruns	622	250	0,40	249	416	2755
56012–13	Gneiss à cordiérite-biotite-sillimanite-grenat	Schistes bruns	871	636	0,73	374	581	2725
55978	Gneiss à biotite	Gneiss à biotite supérieurs	470	150	0,32	185	298	2680
55973	Gneiss à biotite	Gneiss à biotite inférieurs	287	88	0,31	113	173	2620
75106	Gneiss à biotite et hornblende		587	213	0,36	233	356	2630

Les teneurs en U, Th et Pb sont exprimées en parties par million (ppm) et les âges apparents en millions d'années (Ma).

V. DISCUSSION DES RÉSULTATS

A. Remarques sur les limites de la méthode

En discutant des résultats obtenus par la méthode du „Pb total", il faut se souvenir qu'il n'est pas possible de tenir compte de la présence éventuelle, dans le matériel étudié, de Pb commun non radiogénique. Dans ce cas, l'âge calculé est trop élevé. Il y a encore d'autres causes possibles de discordance entre âge réel et âge „Pb total":

— Le zircon ne s'est pas comporté comme un système fermé; il y a eu fuite ou enrichissement en U, Th ou Pb postérieurement à sa cristallisation.

— Le concentré n'est pas homogène, mais contient du matériel plus ancien (xénocristaux, noyaux) qui a conservé tout ou partie de son plomb radiogénique; ce cas est fréquent, que l'on ait affaire à des roches recristallisées d'origine ignée ou sédimentaire. L'âge obtenu est alors trop élevé.

L'interprétation des âges apparents est donc chose délicate; il est souvent impossible de faire la part de ces divers facteurs dans un cas donné et il serait illusoire de vouloir corriger les âges calculés.

Il faut néanmoins tenter d'estimer dans quelle mesure les âges obtenus correspondent à un ou plusieurs événements géologiques réels, en tenant compte de l'ensemble des connaissances géologiques que l'on possède sur la région considérée. C'est le but d'un tel travail. Dans cette optique, cette méthode, qui est surtout une méthode d'exploration, peut rendre cependant de grands services; GOLDICH (1968, p. 716) l'a souligné récemment à propos de recherches géochronologiques dans le Précambrien de la région du Lac Supérieur: "Although the method is not an isotopic one and has limitations, it provides an analytical age that is useful . . . its usefulness has not been fully appreciated. As will be seen in a later section of this paper, the lead-alpha method can serve as a superb reconnaissance tool."

B. Interprétation géologique des résultats

1. Les cinq âges obtenus (2755, 2725, 2680, 2630 et 2620 Ma) sont compris dans un intervalle de temps relativement court (135 Ma). Cette faible dispersion de mesures effectuées sur des zircons de roches différentes, provenant de localités distantes de 5 à 17 km, confirme leur valeur géologique. Ils indiquent que la dernière phase importante de métamorphisme et de granitisation a probablement eu lieu durant ce laps de temps.

2. Cet intervalle correspond bien au groupe principlal des âges mesurés jusqu'ici dans le pré-Kétilidien (2500–2700 Ma). Nos âges sont cependant, en moyenne, légèrement plus élevés. Cela s'explique parfaitement par le fait que les mesures antérieures sont des âges K-Ar, qui reflètent un stade plus tardif du refroidissement de ce vieux socle, et qui sont aussi plus sensibles aux influences thermiques ultérieures.

3. Les âges livrés par les zircons des gneiss migmatitiques (2620 à 2680 Ma) sont légèrement moins élevés que ceux des zircons de roches non migmatisées (2725 et 2755 Ma). Or ces différentes roches ont connu la même évolution thermique et tectonique[3]). Nous pensons que cette différence géochronologique est significative, et qu'il est normal que les *zircons des migmatites donnent des âges apparents moins élevés que ceux des métamorphites non migmatitiques associées.*

En effet, la recristallisation des migmatites s'est effectuée dans des conditions de mobilité atomique très élevée; une anatexie partielle s'est certainement produite (MASSON, 1970). Ces conditions ont pour effet de remettre à

---

[3]) Sauf peut-être l'échantillon 75106 lors des phases les plus anciennes de son histoire, antérieurement à celle qui est datée ici.

zéro „l'horloge zircon", ainsi qu'on l'a souvent observé[4]). Au contraire, les métamorphites plus réfractaires qui échappèrent à cette remobilisation chimique ont conservé une proportion supérieure de matériel plus ancien, et en particulier de zircon; les âges apparents sont donc plus vieux. Ces considérations sont confirmées par la morphologie des zircons: ceux des „Schistes bruns" non migmatitiques n'ont que très imparfaitement recristallisé, si on les compare à ceux des gneiss migmatitiques.

Le point peut-être le plus intéressant est que, contrairement à de nombreux exemples bien connus, le degré de rajeunissement des zircons n'est pas lié ici à un métamorphisme croissant le long d'un gradient thermique. Comme nous l'avons indiqué dans notre aperçu géologique, les „Schistes bruns" sont interstratifiés au sein d'une série à dominante migmatitique; la différence de leur comportement pétrogénétique et géochronologique est une conséquence de la différence de leur composition chimique, plus réfractaire parce que plus mafique et moins alcaline. *Le degré de rajeunissement des zircons apparaît donc fonction, pour une même situation thermique, de la composition chimique globale de la roche*[5]).

En conséquence, ce sont les zircons des gneiss migmatitiques qui donneront la meilleure approximation de l'âge du dernier événement métamorphique pré-kétilidien; tandis que les zircons des Schistes bruns conviendront mieux à l'investigation des événements plus anciens.

Pourtant la différence d'âge entre les deux groupes de roches est faible, ce qui montre que cette dernière orogenèse pré-kétilidienne a éliminé une proportion importante du plomb radiogénique accumulé antérieurement dans les zircons des „Schistes bruns".

4. La comparaison avec les données géochronologiques antérieures montre encore que l'influence thermique de l'orogène kétilidien, suffisante pour rajeu-

---

[4]) Des études sur des zircons du Précambrien de Norvège montrent que la recristallisation de ce minéral est d'autant plus poussée que le milieu est plus humide (J. Michot, comm. orale). Or il ressort de nos recherches pétrographiques à Isorssua que la migmatisation s'y est justement produite sous une forte pression d'H_2O.

[5]) Arnold et Jäger (1965) ont décrit un intéressant exemple d'un phénomène analogue, où des biotites provenant de diverses roches juxtaposées, soumises à la même influence thermique alpine, livrent des âges Rb-Sr très différents: le degré de rajeunissement de ces biotites est une fonction croissante du pourcentage des minéraux néoformés, lequel dépend de la nature pétrographique de la roche. Dans ce cas le degré de rajeunissement d'un minéral donné est très clairement lié à l'influence (directe ou indirecte) de la composition chimique globale de la roche sur la cinétique des réactions métamorphiques qui s'y déroulent. Cet exemple diffère pourtant du nôtre en ce que les roches sont en évident déséquilibre minéralogique.

A Isorssua, la composition minéralogique et la texture des „Schistes bruns" témoignent généralement que ces roches atteignirent un état d'équilibre en accord avec les conditions thermodynamiques ambiantes. Le chimisme de la roche agit sur le degré de rajeunissement radiométrique des zircons, en un laps de temps donné et pour une température donnée, par l'intermédiaire de son aptitude à la fusion.

nir complètement les biotites de la région d'Isorssua (environ 1800 Ma), n'a eu aucun effet important sur les zircons. C'est normal, puisque l'influence kétilidienne n'a pas dépassé le niveau correspondant à un faible métamorphisme de faciès schiste vert.

Il faudrait aller plus au S pour que le rajeunissement kétilidien se fasse sentir sur les zircons. On ne possède encore aucune donnée de ce genre dans la zone de transition autour d'Ivigtut. Mais au cœur du domaine kétilidien, dans les granites de Julianehab, qui doivent sans doute leur naissance à la remobilisation du socle ancien, des zircons ont livré des âges isotopiques U-Pb de 1450 à 2150 Ma (Chessex et al., en prép.).

VI. CONCLUSION

Nos résultats, les premiers obtenus sur des zircons du socle pré-kétilidien, confirment l'existence, déjà reconnue ailleurs par des datations K-Ar, d'un important événement orogénique sur la côte W du Groenland dans l'intervalle 2600–2700 Ma.

Des groupements d'âges semblables ont été reconnus dans d'autres boucliers précambriens, en particulier au Canada, où l'orogenèse kénoréenne présente un pic radiométrique K-Ar à 2500 Ma, avec des dates allant jusqu'à 2730 Ma (Stockwell, 1964); en Ecosse, où les gneiss scouriens ont livré des dates de 2560 à plus de 2600 Ma, dans un contexte géologique qui rappelle le Groenland (Evans, 1965; Lambert et al., 1970); dans le bouclier balte, où les Saamides, du socle pré-karélien, sont datées de 2600 à 2800 Ma (Wetherill et al., 1962; Kouvo et Tilton, 1966; Gerling et al., 1968); et dans bien d'autres contrées plus lointaines (Ukraine, boucliers d'Aldan et d'Anabar en Sibérie, Afrique occidentale, etc.). Les dates obtenues pour la dernière orogenèse pré-kétilidienne s'insèrent donc parfaitement dans l'échelle géochronologique mondiale.

Ce cycle orogénique est en général le plus ancien que l'on puisse actuellement dater avec précision; l'existence d'orogenèses encore plus anciennes est pourtant certaine et, en fait, les complexes gneissiques datés d'environ 2600 à 2700 Ma se révèlent souvent, là où on les a le mieux étudiés, résulter de la réactivation d'un socle métamorphique préexistant. C'est notamment le cas dans la région de Frederikshab, où, comme nous l'avons dit plus haut, une longue période de repos a vraisemblablement séparé la dernière période tectono-métamorphique pré-kétilidienne des précédentes; mais, là comme si souvent ailleurs, cette réactivation fut assez intense pour éliminer des zircons tout (ou presque tout) le plomb radiogénique accumulé jusqu'alors, rendant du même coup impossible la datation des orogenèses antérieures par cette méthode. Il est souvent possible, cependant, de dater au moins approximative-

ment ces événements plus anciens par des déterminations isotopiques d'U et de Pb. Le zircon est le minéral qui, jusqu'à maintenant, a donné les meilleurs résultats. Nous pensons donc compléter prochainement la présente étude par des déterminations isotopiques.

Note ajoutée pendant l'impression

Les premiers résultats des mesures isotopiques en cours livrent pour les gneiss migmatitiques des âges ^{207}Pb-^{206}Pb compris entre 2830 et 2890 Ma, et pour un échantillon des Schistes bruns (56002) un âge de 3036 Ma. Ces âges isotopiques, supérieurs aux âges Pb total, confirment la différence du comportement du zircon entre les roches migmatitiques et non migmatitiques. Les recherches se poursuivent.

BIBLIOGRAPHIE

ALLAART, J. H., BRIDGWATER, D., and HENRIKSEN, N. (1969): Pre-quaternary geology of Southwest Greenland and its bearing on North Atlantic correlation problems. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 12, 859–882.

ARMSTRONG, R. L. (1963): K-Ar dates from West Greenland. Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 1189–1192.

ARNOLD, A. und JÄGER, E. (1965): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. Eclogae geol. Helv. 58, 369–390.

BRIDGWATER, D. (1965): Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting. Bull. Grönlands geol. Unders., 53 (et Medd. Grönland, Bd. 179, Nr. 4).

BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D., et VUAGNAT, M. (1962): Ages „plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. Bull. suisse minéral. pétrogr. 42, 295–305.

CHESSEX, R. et VUAGNAT, M. (1961): L'âge du massif de Traversella (Piémont, Italie) par la méthode des dommages dûs à la radioactivité. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 67, 395–406.

CHESSEX, R., BUCHS, A., ALLAART, J. H., DELALOYE, M., BUTTET, P., et LANDRY, J. CL. (en prép.): U-Pb isotopic ages on rocks of the Precambrian from South Greenland.

EVANS, C. R. (1965): Geochronology of the Lewisian basement near Lochinver, Sutherland. Nature, 207, 54–56.

GERLING, E., KRATZ, K., and LOBACHZMUCHENKO, S. (1968): Precambrian geochronology of the baltic shield. Intern geol. Congr., 23e s. (Czechoslovakia), 4, 265–273.

GOLDICH, S. S. (1968): Geochronology in the Lake Superior region. Canad. Jl. Earth Sc., 5, 715–724.

HENRIKSEN, N. (1969): Boundary relations between precambrian fold belts in the Ivigtut area, Southwest Greenland. Geol. Assoc. Canada, sp. p. no 5, 143–154.

HERR, W., WÖLFLE, R., EBERHARDT, P., and KOPP, E. (1967): Development and recent applications of the Re/Os dating method. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna.

HIGGINS, A. K. (1968): The Tartoq group on Nuna qaqortoq and in the Iterdlak area, South-West Greenland. Rapp. Grönlands geol. Unders., 77.

HIGGINS, A. K. and BONDESEN, E. (1966): Supracrustals of pre-Ketilidian age (the Tartoq Group) and their relationships with Ketilidian supracrustals in the Ivigtut region, South-West Greenland. Rapp. Grönlands geol. Unders., 8.

JÖRGENSEN, O. (1968): K/Ar age determinations from western Greenland II. The Ivigtut region. Rapp. Grönlands Geol. Unders. 15, 87–91.

KANASEWICH, E. R., and SLAWSON, W. F. (1964): Precambrian intercomparison of lead isotope ratios: Ivigtut, Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 541–549.

KOUVO, O., and TILTON, G. R. (1966): Mineral ages from the finnish Precambrian. J. Geol., 74, 421–442.

LAMBERT, R. S. J., EVANS, C. R., and DEARNLEY, R. (1970): Isotopic ages of dykes and pegmatitic gneiss from the southern islands of the Outer Hebrides. Scott. J. Geol., 6, 208–213.

LAMBERT, R. S. J., and SIMONS, J. G. (1969): New K/Ar age determinations from southern West Greenland. Rapp. Grönlands Geol. Unders., 19, 68–70.

LARSEN, O. (1966): K/Ar age determinations from western Greenland. Rapp. Grönlands geol. Unders., 11, 57–67.

LARSEN, O. and MÖLLER, J. (1968a): K/Ar age determinations from western Greenland I. Reconnaissance programme. Rapp. Grönlands geol. Unders., 15, 82–86.

LARSEN, O., and MÖLLER, J. (1968b): Potassium-argon age studies in West Greenland. Canad. Jl. Earth Sc., 5, 683–691.

LAURENT, R., CHESSEX, R., et DELALOYE, M. (1967): La méthode géochronométrique du plomb total appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (Alpes franco-suisses). Int. Atomic Energy Agency, Vienna.

MCGREGOR, V. R. (1968): Field evidence of very old precambrian rocks in the Godthab area, West Greenland. Rapp. Grönlands geol. Unders., 15, 31–35.

MASSON, H. (1970): Pétrographie et tectonique du complexe migmatitique d'Isorssua (Frederikshab, Groenland SW). Thèse, Univ. Lausanne.

MOORBATH, S., WEBSTER, R. K., and J. W. MORGAN (1960): Absolute age determination in South-West Greenland. Medd. Grönland, Bd. 162, Nr. 9.

PULVERTAFT, T. C. R. (1968): The precambrian stratigraphy of Western Greenland. Int. Geol. Congr., 23e s. (Prague), 4, 89–107.

SÖRENSEN, H. (1967): Metamorphic and metasomatic processes in the formation of ultramafic rocks. In WYLLIE, P. J. (edit.): Ultramafic and related rocks, 204–212. J. Wiley, New York.

STOCKWELL, C. H. (1964): Fourth report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the canadian precambrian shield. Geol. Surv. Canada, Pap. 64–17 II, 1–21.

ULRYCH, T. J. (1964): The anomalous nature of Ivigtut lead. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1389–1396.

WEGMANN, C. E. (1938): Geological investigations in southern Greenland. Medd. Grönland, Bd. 113, Nr. 2.

WETHERILL, G. W., KOUVO, G., TILTON, G. R., and GAST, W. (1962): Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian. J. Geol., 70. 74–88.

WINDLEY, B. F. (1969): Evolution of the early precambrian basement complex of southern West Greenland. Geol. Assoc. Canada, sp. p. no 5, 155–161.

WINDLEY, B. F., HENRIKSEN, N., HIGGINS, A. K., BONDESEN, E., and JENSEN, S. B. (1966): Some border relations between supracrustal and infracrustal rocks in South-West Greenland. Rapp. Grönlands Geol. Unders., 9.

Manuscrit reçu le 30 novembre 1970.

Bull. Suisse de Min. et Pétr.
Tome 51/1, 1971

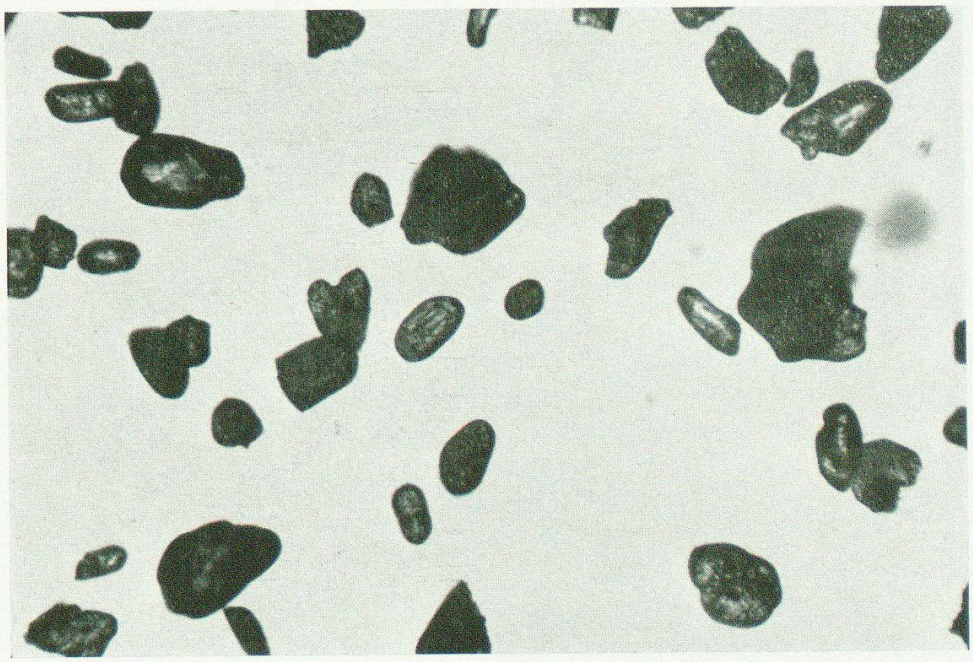

Fig. 1. Zircons du gneiss à biotite et grenat de la formation des „Schistes bruns" (N° 56002). × 90.

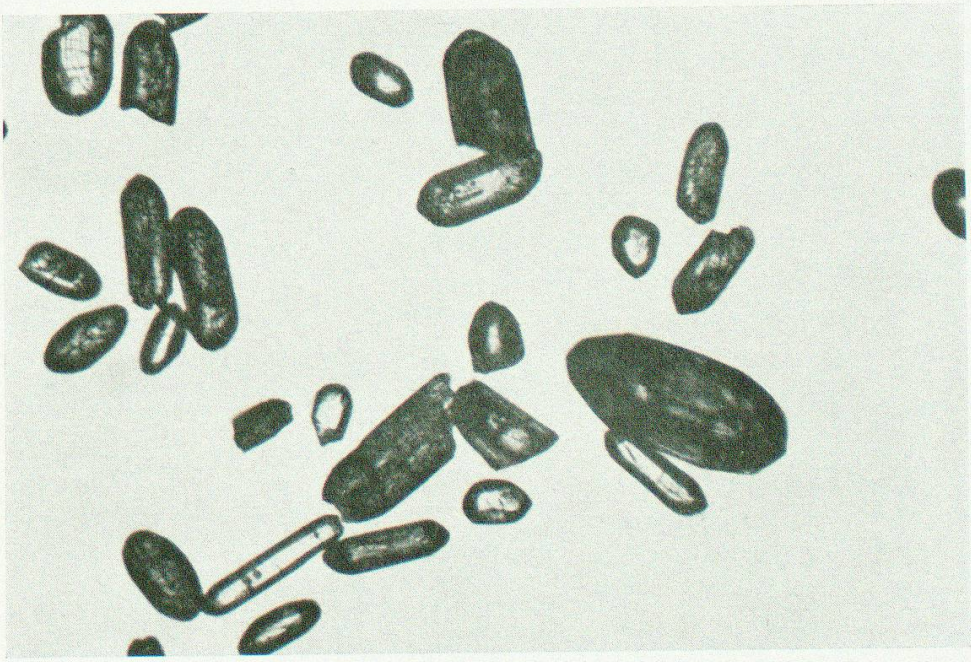

Fig. 2. Zircons du gneiss migmatitique à biotite de la formation des „Gneiss à biotite supérieurs" (N° 55978). × 90.

PLANCHE II

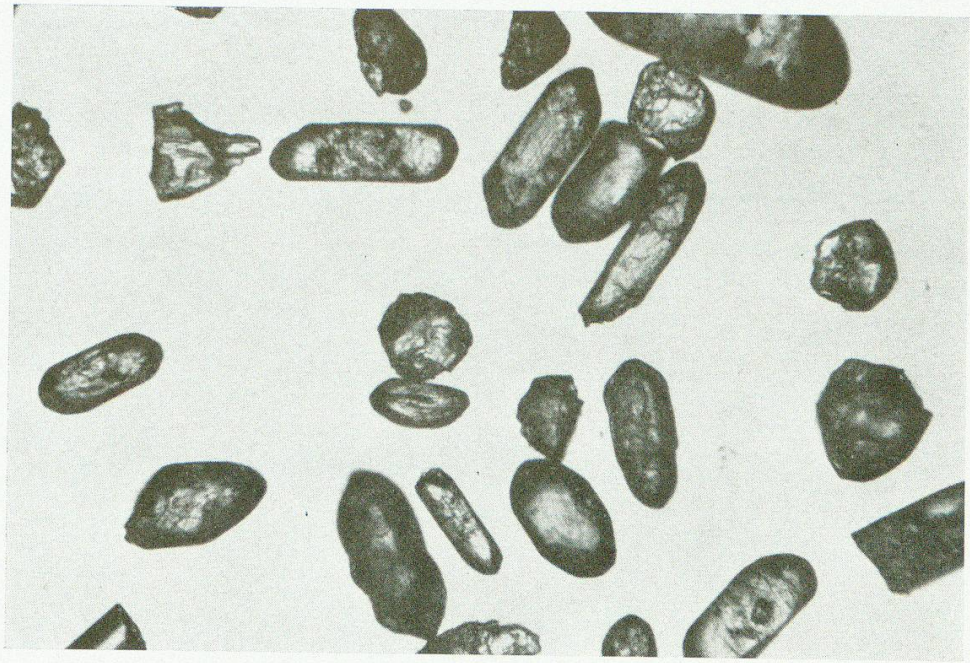

Fig. 3. Zircons du gneiss migmatitique à biotite de la formation des „Gneiss à biotite inférieurs“ (N⁰ 55973). × 90.

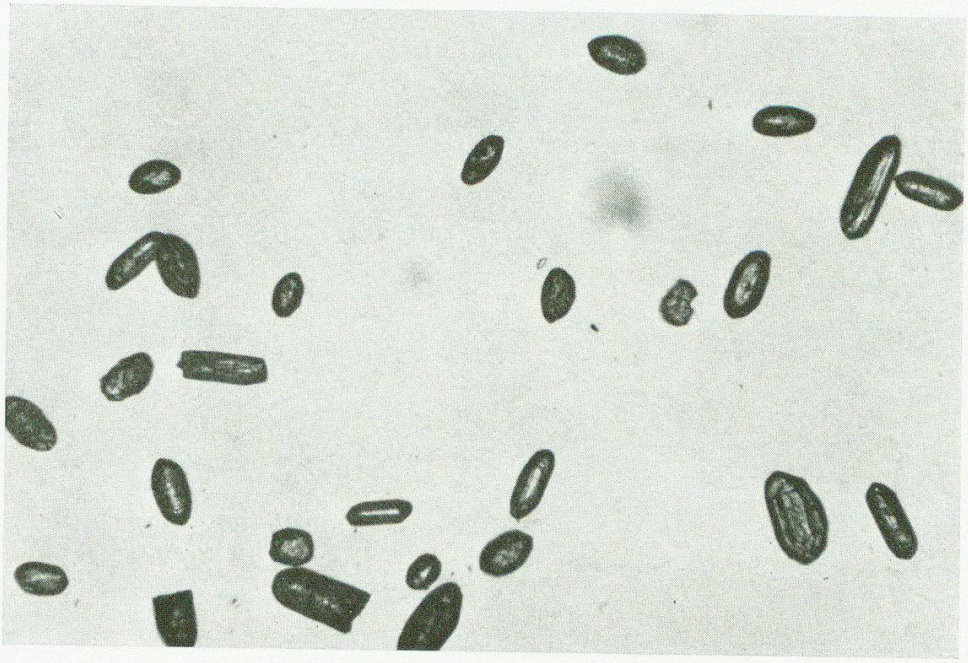

Fig. 4. Zircons du gneiss N⁰ 75106. × 90.