

Les minéralisations en crocidolite de la côte SW du Groenland : un exemple de métasomatose sodique

Autor(en): **Ayrton, Stephen / Masson, Henri**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **52 (1972)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-40605>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Les minéralisations en crocidolite de la côte SW du Groenland

Un exemple de métasomatose sodique

Par *Stephen Ayrton* *) et *Henri Masson* **)

Avec 14 figures et 2 tableaux dans le texte

Summary

Crocidolite has been found in several new localities on the SW coast of Greenland. It constitutes impregnations or small veins in various country rocks (gneiss, etc.) which have undergone cataclasis in faults or mylonitic zones. Textural relationships reveal that the crocidolite generally replaces mafic minerals (biotite, hornblende, garnet, etc.). Other related phenomena are the albitisation of the feldspar, the disappearance of quartz, and the common formation of small quantities of hematite and sphene. The rock is therefore metasomatically transformed into a crocidolite-bearing albitite.

The age of the mineralisation, wherever a precise determination was possible, is early Gardar (pre-BD, i.e. prior to Gardar dolerite intrusions).

The optical properties and microprobe analyses show that the crocidolites from the different localities are magnesioriebeckites. An exceptionally Ca-rich crocidolite was found in a crocidolitised metadolerite. Microprobe traverses through patches of felted crocidolite revealed a zoned distribution of certain elements. A detailed textural study of the crocidolites shows three main arrangements of the fibres: a) disordered ("felted" crocidolite); b) radiated ("urchin"); c) parallel ("brush"). Rims of crocidolite may enclose a residual nucleus of green hornblende; the contact between the two amphiboles is sharp; in its initial stage of development, it may be difficult to distinguish the fibrous structure of the sodic amphibole.

A chemical study of the crocidolitisation of a metadolerite dyke indicates that constant volume metasomatism involves a loss of 77% Ca, 42% Al, 25% Fe, some K and a little O, and a massive introduction of Na (224%); Mg and Si remain approximately constant. The difference in weight between expelled and introduced elements is compensated by a decrease in density. The exchanges took place in oxidising conditions.

Even if the crocidolite occurrences are generally not in direct relationship with the Gardar alkaline massifs, several tens of miles distant, we conclude from the age of the

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

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

mineralisation and its chemical characteristics that they are genetically connected. The crocidolite is the result of the action of Na-rich fluids percolating from the alkaline intrusions through permeable zones of cataclasis. The Isorssua occurrences, 80 km N of Ivigtut, where crocidolite is abundant, may point to a nearby, unknown alkaline intrusion either below the level of erosion or hidden by the Inland Ice. The crocidolite-bearing parageneses formed at low to moderate temperature and pressure; this development of crocidolite represents a low-temperature equivalent, far distant from the sodium-providing magma, of higher-temperature fenitisation.

Résumé

Découverte de crocidolite dans plusieurs localités de la côte SW du Groenland. La crocidolite s'y présente sous forme d'imprégnations ou de veinules dans diverses roches (gneiss, etc.) broyées le long de failles et de zones mylonitiques; elle provient le plus souvent du remplacement des minéraux mafiques (biotite, hornblende, grenat, etc.). Conjointement on observe l'albitisation du feldspath, la disparition du quartz, et la formation fréquente de petites quantités d'hématite et de sphène. La roche est donc métasomatiquement transformée en une albitite à crocidolite.

La minéralisation semble dater dans chaque localité du début de la période Gardar (1300–1000 Ma).

Les propriétés optiques et des analyses à la microsonde montrent que les crocidolites des différentes localités sont des magnésioriebeckites. Seule une crocidolite provenant d'une métadolérite crocidolitisée est anormalement riche en calcium. Des profils à la microsonde à travers des amas de crocidolite feutrée ont révélé une disposition zonaire de certains éléments. Une étude détaillée de la texture des plages de crocidolite révèle trois modes principaux de groupement des fibres: a) désordonné (ou «feutré»); b) radié (en «oursins»); c) parallèle (en «brosses»). On observe parfois des couronnes de crocidolite entourant un noyau résiduel de hornblende verte.

Une étude chimique détaillée de la crocidolitisation d'un filon de métadolérite montre que la métasomatose, qui se déroule à volume constant, consiste en un départ de 77% de Ca, 42% de Al, 25% de Fe, ainsi que de K et d'un peu de O, et en un apport massif de Na (224%); Mg et Si restent approximativement constants. La différence pondérale entre l'apport et les départs se traduit par une diminution de la densité. La métasomatose s'est produite dans des conditions oxydantes.

Bien que ces gîtes de crocidolite ne présentent généralement aucune relation visible avec les massifs magmatiques alcalins de la province Gardar, dont ils sont éloignés de plusieurs dizaines de km, nous concluons de l'âge de la minéralisation et de ses caractères chimiques qu'elle leur est génétiquement liée. La crocidolitisation résulterait de l'action de fluides riches en sodium émanant des intrusions alcalines et cheminant à distance le long des zones écrasées. Les gîtes d'Isorssua, 80 km au N d'Ivigtut, où la crocidolite est abondante, indiquent peut-être la proximité d'un massif alcalin inconnu en-dessous du niveau actuel d'affleurement ou caché par l'Indlandsis. La paragenèse à crocidolite s'est formée à une température et à une pression basses ou modérées; nous y voyons un équivalent de basse température, loin du magma source de sodium, des processus métasomatiques de haute température connus sous le nom de fénitisation.

Table des matières

I. Introduction	280
I. 1. Les nouveaux gîtes de crocidolite du Groenland	280
I. 2. Problèmes posés	281
I. 3. Chronologie régionale	282
II. Description des gîtes et des roches à crocidolite	283
II. 1. Isorssua	283
II. 1. a. Localisation	283
II. 1. b. Observations de terrain: caractère structural des gîtes et mi- néraux associés	284
II. 1. c. Description microscopique	285
II. 1. d. Position chronologique	288
II. 2. Tigssalûp ilua	289
II. 2. a. Localisation	289
II. 2. b. Description pétrographique	289
II. 2. c. Position chronologique	290
II. 3. Région d'Ivigut	290
II. 3. a. Péninsule d'Ivigut	290
II. 3. b. Secteur Ika-Qôrnoq	290
II. 3. c. Arsuk Ö	291
II. 4. Qagssimiut	291
II. 4. a. Localisation	291
II. 4. b. Description pétrographique	291
II. 4. c. Position chronologique	292
II. 5. Crocidolite des massifs plutoniques Gardar	292
III. Etude minéralogique et chimique de la crocidolite	293
III. 1. Propriétés optiques	293
III. 2. Microsonde électronique	294
III. 2. a. Introduction	294
III. 2. b. Comparaison des diverses crocidolites	295
III. 2. c. Variations zonaires de composition chimique dans certains amas de crocidolite	296
III. 3. Structure des plages de crocidolite	299
IV. Le bilan chimique de la métasomatose sodique	304
V. Conclusions	307
V. 1. Résultats	307
V. 2. Implications géologiques et discussion	308
V. 3. Conditions physico-chimiques de la crocidolitisation. Comparaisons ...	311
Bibliographie	314

I. INTRODUCTION

I. 1. Les nouveaux gîtes de crocidolite au Groenland

L'existence de crocidolite dans les massifs plutoniques de la province alcaline Gardar (côte SW du Groenland) est connue depuis longtemps. Déjà observée au début du 19^e siècle par GIESECKE¹⁾, la crocidolite de ces massifs fit l'objet de plusieurs études minéralogiques entre 1898 et 1927 (cf. II. 5); après quoi elle semble n'avoir plus guère suscité l'intérêt des chercheurs.

Récemment les auteurs de ce travail, participant à des expéditions du Grönlands Geologiske Undersøgelse (GGU), découvrirent de la crocidolite dans plusieurs localités nouvelles, qui frappent par leur éloignement des massifs Gardar (jusqu'à 80 km) et par l'absence de relation géologique évidente avec ces derniers. Le caractère de ces nouveaux gîtes diffère aussi beaucoup des précédents: la crocidolite y forme des veinules ou des imprégnations diffuses dans des zones d'écrasement, sans lien visible avec aucune roche ignée. Des

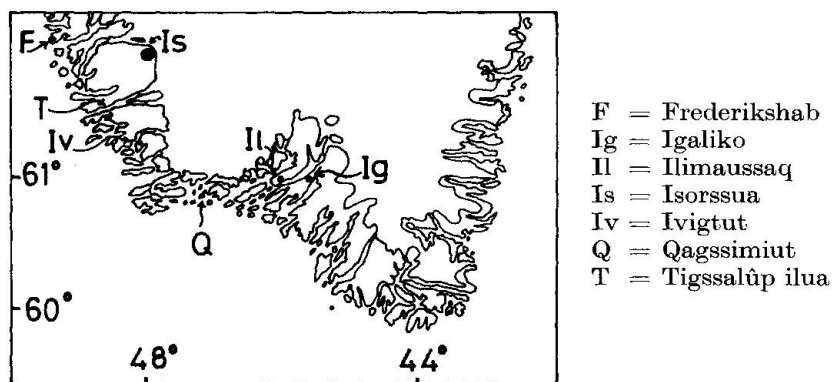


Fig. 1. Situation géographique des localités mentionnées.

¹⁾ *Note historique:* Dans les notes qu'il prit pendant ses expéditions (1806–1813), GIESECKE mentionne généralement la crocidolite comme une hornblende fibreuse bleue (ces notes furent publiées pour la première fois en 1878 par JOHNSTRUP; nous nous référerons ici à la deuxième édition de 1910). En 1816, GIESECKE publia une étude «The mineralogical geology of Greenland», reproduite également par JOHNSTRUP (1878), où il mentionne dans la région de Kangerdluarssuk (= massif d'Ilimaussaq) la présence de phosphate de fer bleu: il s'agit probablement de crocidolite (cette confusion était fréquente à l'époque); ce serait la plus ancienne indication publiée relative à la crocidolite groenlandaise.

On peut supposer que la mention par DANA (1869, p. 244) de crocidolite au Groenland, sans indication plus précise de localité ni référence d'auteur, repose sur l'étude d'échantillons récoltés par GIESECKE. On sait, en effet, que la collection de GIESECKE fut dispersée dans divers musées à la suite des péripéties qui marquèrent son retour en Europe en 1813. Les autres ouvrages (par ex. BOMBICCI, 1875, vol. 2, p. 747; JONES, 1897, p. 26) mentionnant la crocidolite du Groenland antérieurement à sa première étude par USSING (1898) ne font apparemment que répéter DANA.

trouvailles analogues nous ont été signalées par A. Berthelsen et par S. B. Jensen. Voici la liste de ces localités dans l'ordre où nous les décrivons, du N vers le S :

- Etudiant pendant les étés 1964/65/66 la région d'*Isorssua*, à l'E de Frederikshab et 70 à 80 km au N d'Ivigut, H. M. constata un important développement de crocidolite dans de nombreuses failles et zones écrasées.
- Travaillant en 1957/58 sur la rive N du fjord de *Tigssalúp ilua*, une trentaine de km au NW d'Ivigut, S. A. trouva de la crocidolite dans des gneiss écrasés le long d'une zone mylonitique (cf. AYRTON, 1963, p. 52 et Pl. 6 fig. 1).
- La crocidolite se rencontre dans des zones d'écrasement de la péninsule d'*Ivigut* (A. Berthelsen, comm. écrite), et en liaison avec des filons de lamprophyre jusqu'à 15 km au SE de cette localité (S. B. JENSEN, comm. écrite).
- Etudiant en 1959 l'archipel de *Qagssimiut*, quelque 80 km au SE d'Ivigut, S. A. découvrit de la crocidolite dans une zone mylonitique (cf. AYRTON et BURRI, 1967, p. 83).

I. 2. Problèmes posés

Ces nouveaux gîtes de crocidolite sont séparés par des distances de plusieurs dizaines de km sur lesquelles on n'a encore jamais signalé ce minéral. En outre, ils sont éloignés des massifs Gardar, et pour la plupart sans lien visible avec aucun phénomène magmatique.

Deux questions principales se posent : 1. Peut-on dater de la même époque et attribuer à une même cause la genèse de ces différents gîtes, isolés mais présentant de grandes similitudes ? 2. Existe-t-il, malgré l'éloignement, une relation génétique entre ces nouveaux gîtes de crocidolite et le magmatisme alcalin Gardar ?

En cas de réponse affirmative à cette dernière question, l'étude des minéralisations à crocidolite devrait apporter d'importantes informations supplémentaires sur l'histoire de la province Gardar, sur l'extension géographique du magmatisme sodique (aucun massif n'affleurant au N d'Ivigut), et sur la géochimie des phénomènes connexes.

Pour tenter de répondre à ces questions, nous avons : 1. cherché à préciser pour chaque localité les caractères structuraux et la position chronologique de la minéralisation ; 2. entrepris une étude minéralogique sommaire du matériel récolté, afin de comparer la composition des crocidolites provenant des diverses localités ; 3. établi dans un cas le bilan chimique précis du phénomène métasomatique responsable de l'apparition de crocidolite.

I. 3. Chronologie régionale

Déchiffrée dans ses grandes lignes par WEGMANN (1938), l'histoire géologique de la côte SW du Groenland a été précisée depuis lors par les travaux de nombreux auteurs (voir PULVERTAFT, 1968; ALLAART et al., 1969). Pour ce qui nous concerne ici, nous pouvons la schématiser comme suit:

- Antérieurement à 2500 Ma, une suite complexe d'événements tectono-métamorphiques *pré-kétilidiens* engendra un socle gneissique qu'on observe aujourd'hui presque inchangé au N d'Ivigut.
- Puis des filons doléritiques firent intrusion à plusieurs reprises, accompagnés ou alternant avec le jeu de failles et de zones mylonitiques.
- Un nouveau cycle orogénique, dit *kétilidien*, débuta par le dépôt d'une série volcano-sédimentaire, et continua par une évolution pluto-tectonique qui réactiva complètement le socle ancien au S et à l'E d'Ivigut. Au N de cette localité, en revanche, son influence décroît rapidement et ne se manifeste plus que faiblement, notamment par le métamorphisme épizonal des filons sus-mentionnés (qui sont pour cette raison nommés métadolérites ou «MD»). La phase tectono-métamorphique principale de ce cycle remonte aux alentours de 1800 Ma, mais l'activité plutonique se poursuivit jusqu'à 1500 Ma.
- Entre 1300 et 1000 Ma²⁾, la période cratonique *Gardar* est caractérisée par: le dépôt d'une couverture volcano-sédimentaire (formation d'Eriksfjord), préservée dans un fossé de la région d'Igaliko; le jeu intermittent d'importantes failles et décrochements; et surtout un magmatisme de tendance alcaline à peralcaline, qui engendra plusieurs grands massifs plutoniques et une multitude de filons. Un groupe principal de filons doléritiques de direction ENE à NE, désignés sous le nom de «Brown dykes» ou «BD», marque le milieu de cette période; postérieurs à l'intrusion des plus anciens massifs, tels que le complexe syénitique-carbonatitique de Grønnedal-Ika près d'Ivigut et la majeure partie du grand massif d'Igaliko, les BD précèdent les massifs d'Ilimaussaq, Nunarssuit, Kûngnât et autres. Tous ces massifs sont cantonnés au S de la latitude d'Ivigut, en liaison avec les grandes zones faillées. L'activité magmatique Gardar s'atténue vers le N, et à la latitude Frederikshab-Isorssua elle n'est plus connue à ce jour que par plusieurs générations de BD. Nous concluons de cette étude que la minéralisation en crocidolite de cette région en représente une autre manifestation, plus indirecte, mais néanmoins significative.
- Un milliard d'années de repos orogénique et pétrogénétique presque total suivent, troublé seulement au mésozoïque par l'intrusion de filons basiques parallèles à la côte (dits «TD»).

²⁾ Une datation récente jette un doute sur l'âge exact du début de l'activité magmatique Gardar (BRIDGWATER, 1970, p. 50).

Nous décrivons les gîtes de crocidolite en allant du N vers le S, soit en procédant de l'extérieur vers l'intérieur du bâti kétilidien.

II. DESCRIPTION DES GÎTES ET DES ROCHES À CROCIDOLITE

II. 1. Isorssua³⁾

II. 1. a. Localisation (fig. 2)

La crocidolite est fréquente dans les zones d'écrasement, failles et diaclases du secteur SE de la région, entre les lacs 740 (Isorssûp taserssua) et 680. Nous l'avons observée plus rarement au N de ce dernier lac, notamment dans une importante zone mylonitique NNW (6 km NE pt. 1190); mais nous n'en avons jamais trouvé dans le secteur W de la région. Nous avons rencontré de la crocidolite en un point sur le Nunatarssuaq, la grande île rocheuse émergeant des glaciers au NW de la région (dans une petite faille N-S).

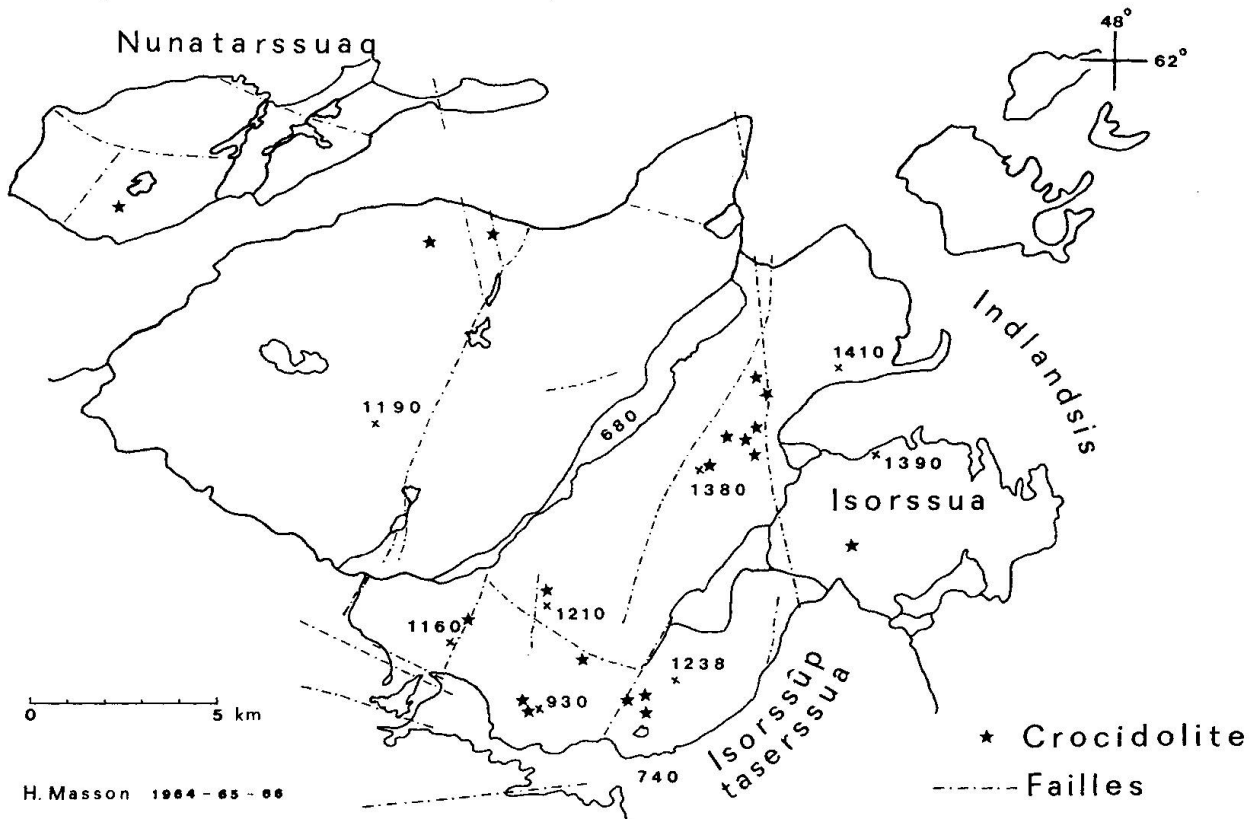


Fig. 2. Localisation des gîtes de crocidolite d'Isorssua. Seules les failles, décrochements et zones mylonitiques les plus importantes sont représentées.

³⁾ La montagne d'Isorssua se situe dans l'angle SE du territoire étudié par l'auteur (H. M.); en l'absence d'autres toponymes, nous en avons étendu le nom à tout ce territoire. Pour préciser quelques localisations, nous nous référerons aux points cotés de la carte au 1 : 100 000. Des indications sommaires sur la géologie de cette région sont données dans MASSON et al. (1971).

II. 1. b. Observations de terrain: caractère structural des gîtes et minéraux associés

Les zones à crocidolite revêtent différents aspects. Elles peuvent être linéaires et nettement délimitées (par ex. failles), ou présenter l'aspect plus flou d'une zone écrasée sans forme nette. On ne remarque aucune préférence de la minéralisation pour les failles d'une direction particulière, pas plus qu'on ne constate de relation avec l'ampleur du rejet ou la finesse du broyage. Un certain degré d'écrasement de la roche paraît donc être la seule caractéristique structurale commune aux différents gîtes de crocidolite.

Le long de ces zones, la crocidolite se rencontre dans des roches variées (gneiss divers, amphibolites, métadolérites), plus ou moins modifiées par l'écrasement et par diverses transformations minéralogiques.

Leurs relations avec les différentes générations de filons basiques montrent que les failles jouèrent à plusieurs reprises. En particulier, une phase d'écrasement, avec rejet faible ou nul, a suivi l'intrusion des MD pré-kétilidiens, mais précédé les BD Gardar: nous l'interprétons comme un contre-coup des plissements kétilidiens sur le socle induré de l'avant-pays (MASSON, 1970). Ce mouvement s'accompagna d'une recristallisation dans des conditions épizonales, qui affecta à un degré variable les associations minérales préexistantes des zones écrasées; leur épidotisation semble en être, dans une large mesure, la conséquence.

Ces zones mylonitiques, ouvertes à la circulation des fluides, donc aux échanges chimiques, furent propices au développement de divers minéraux qui ne se rencontrent pas ordinairement dans les roches encaissantes. La crocidolite en est ici l'exemple le plus frappant. D'autres minéraux peuvent l'accompagner, sans que leur association implique nécessairement leur contemporanéité ni une relation génétique stricte. Nous allons passer en revue les plus caractéristiques.

La crocidolite coexiste très souvent dans ses gîtes avec de l'hématite et de l'épidote, si bien qu'on peut parler sur le terrain d'une association épidote-hématite-crocidolite typique des zones écrasées du secteur SE de cette région. Selon le minéral prédominant, ces zones présentent des teintes rougeâtres, vertes, ou plus localement bleutées, qui attirent le regard. Toutefois l'épidote se rencontre uniformément dans les zones mylonitiques de toute la région, alors que la crocidolite est surtout restreinte à certaines localités du secteur SE; l'épidotisation des zones écrasées est donc un phénomène beaucoup plus général que leur crocidolitisation; aussi l'association spatiale de ces minéraux dans le secteur SE n'implique-t-elle probablement pas une relation génétique stricte, sinon par le fait qu'ils se sont tous deux développés de préférence dans les zones d'écrasement. D'ailleurs, vu de plus près, l'épidote et la crocidolite se côtoient rarement dans les mêmes échantillons ou portions d'échantillons; les veines à quartz-épidote, très fréquentes dans les roches mylonitisées, sont

le plus souvent dépourvues de crocidolite, même si celle-ci apparaît dans le voisinage immédiat. L'épidotisation est probablement, dans la plupart des cas, antérieure à la crocidolitisation. L'hématite est également ubiquiste, mais dans les zones à crocidolite elle est plus abondante et plus grossièrement cristallisée qu'ailleurs; la liaison de la crocidolite avec l'hématite semble donc plus étroite qu'avec l'épidote.

Un autre minéral généralement associé est l'albite, qui peut devenir le constituant principal des roches à crocidolite. Elle paraît se former surtout au détriment des feldspaths.

Le quartz, au contraire, tend à disparaître des roches à crocidolite. Mais ce n'est pas une règle absolue; ainsi on peut observer, dans des gneiss en majeure partie déquartzifiés, des néoformations locales de quartz avec crocidolite étroitement associée. On trouve aussi, dans une zone mylonitique à épidote-hématite-crocidolite (1,5 km NE pt. 1380), des cristaux de quartz translucide de taille centimétrique à décimétrique, aux faces enduites d'hématite, et renfermant des inclusions fibreuses qui leur confèrent une teinte bleutée⁴); cependant il paraît vraisemblable que ce quartz s'est développé dans une fissure ouverte postérieurement à la phase principale de la minéralisation. Ainsi, en règle générale, l'apparition de la crocidolite est liée à une albitisation et à une déquartzification de la roche, mais du quartz a pu être réintroduit à la fin du phénomène ou ultérieurement.

D'autres minéraux se rencontrent dans les zones mylonitiques, mais sans former d'association avec la crocidolite: chlorite (principalement liée, semble-t-il, à une phase ancienne de mouvement des failles), muscovite s.l., carbonates, épidote manganésifère (withamite; pt. 1160), magnétite (1700 m WSW pt. 1020), pyrite, et occasionnellement des sulfures cuprifères altérés en malachite (en quantité minuscule, dans le secteur SE). La radioactivité des zones mylonitiques est négligeable.

II. 1. c. Description microscopique

Le microscope confirme les observations de terrain. Dans les roches à crocidolite on observe conjointement, à des degrés divers, l'albitisation des feld-

⁴) Ces cristaux de quartz présentent par place une teinte gris-bleuté, un peu laiteuse, qui semble due à la présence de fines inclusions fibreuses, très probablement de crocidolite. Leur genèse pourrait s'expliquer par un mécanisme analogue à celui suggéré par STALDER (1966) à propos de quartz bleus des Alpes, redevables de leur couleur à de fines inclusions de tourmaline asbestiforme: incorporation au quartz en cours de croissance de fibres arrachées mécaniquement à un minéral asbestiforme préexistant.

On connaît depuis longtemps du quartz coloré en bleu par de la crocidolite près de Salzburg et en Moravie (HINTZE, 1897, p. 1266). LACROIX (1922, p. 542) cite à Madagascar du quartz coloré en bleu par une amphibole sodique asbestiforme. Au Groenland, BÖGGILD (1953, p. 296) mentionne aussi du quartz bleu associé à de la crocidolite.

spaths, le remplacement de la biotite et de la hornblende (éventuellement du grenat) par la crocidolite, et le départ du quartz. Le terme final de la transformation est une albitite à crocidolite, qui a souvent conservé la structure générale de la roche initiale. Parmi les accessoires, l'hématite et le sphène jouent un rôle intéressant.

Les modalités sous lesquelles se présente la crocidolite seront décrites en détail plus loin (III. 3.). Nous noterons ici quelques particularités relatives aux autres minéraux des roches à crocidolite :

Albitisation du plagioclase : particulièrement intense autour des plages de crocidolite (fig. 3). La limpidité de l'albite néoformée contraste avec l'aspect trouble du plagioclase séricitisé préexistant. L'albite est souvent maclée en

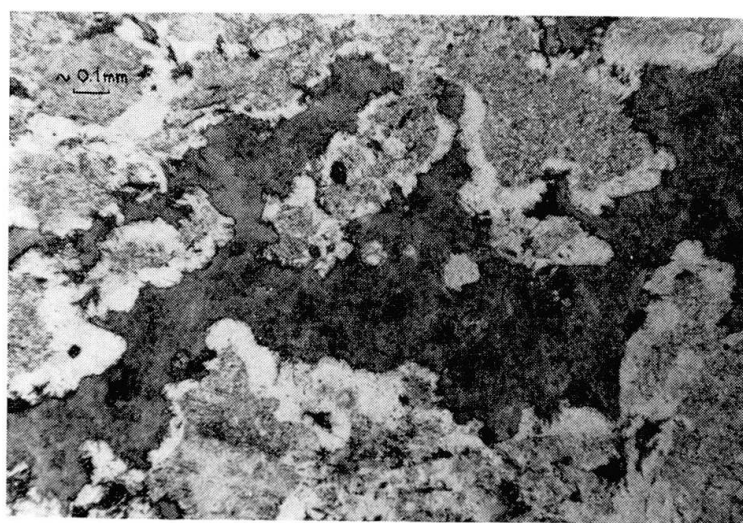


Fig. 3. Albitisation du plagioclase en bordure des plages de crocidolite feutrée. (Ech. 73332; 1200 m SW pt. 1238, Isorssua).

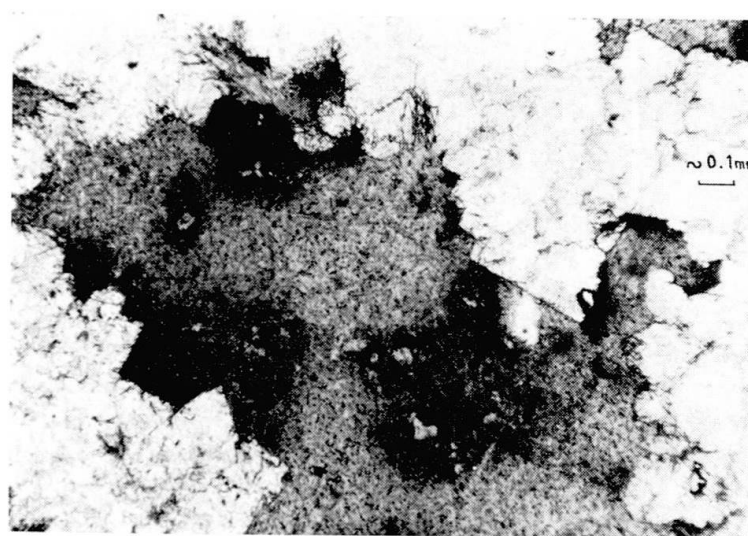


Fig. 4. Plage de crocidolite feutrée, entourée de cristaux idiomorphes d'albite; cubes de pyrite partiellement oxydés. (Ech. 55964; 400 m N pt. 1210, Isorssua).

échiquier; ses cristaux peuvent être idiomorphes et s'imprimer dans les plages de crocidolite (fig. 4).

Hématite: accessoire fréquent; occasionnellement un constituant essentiel de la roche, avec l'albite et la crocidolite.

L'hématite peut résulter de l'oxydation partielle ou complète de cristaux de pyrite (fig. 4), transformation qui semble plus ou moins contemporaine de la crocidolitisation. Le développement de la crocidolite apparaît donc lié à des *conditions oxydantes*. Des souillures d'hématite ou de limonite peuvent se répandre dans les plages de crocidolite et les teinter de brun sale.

L'hématite peut se faire à son tour remplacer par la crocidolite; les reliques d'hématite en voie de digestion conservent longtemps la forme cubique des cristaux initiaux de pyrite (fig. 5).

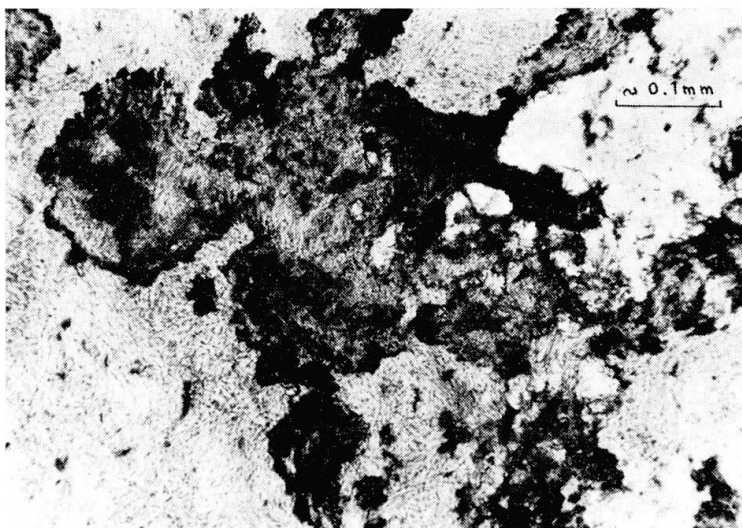


Fig. 5. Hématite partiellement épigénisée par la crocidolite. L'hématite provient de l'oxydation de cristaux de pyrite dont la forme cubique est encore reconnaissable. (Ech. 56038 E; pt. 1380, Isorssua).

Sphène: accessoire courant dans les gneiss de la région, le sphène voit souvent sa proportion augmenter dans les roches crocidolitisées (occasionnellement jusqu'à 5 ou 10%, cf. fig. 14). En même temps son aspect change. Il perd généralement l'allure de cristaux aux formes nettes pour prendre celle de plages granuleuses informes, brunâtres, aux propriétés optiques parfois difficiles à préciser («leucoxène») (fig. 6). Sa couleur s'assombrit et son pléochroïsme s'intensifie, allant de teintes jaune clair à brun sombre.

Quartz: au microscope comme à l'œil nu, l'absence ou la rareté du quartz est un trait caractéristique de la plupart des roches à crocidolite. Le quartz est, au moins en partie, transformé en albite, et probablement aussi en crocidolite. On observe parfois des veinules tardives de quartz finement granulé cicatrisant des fissures.

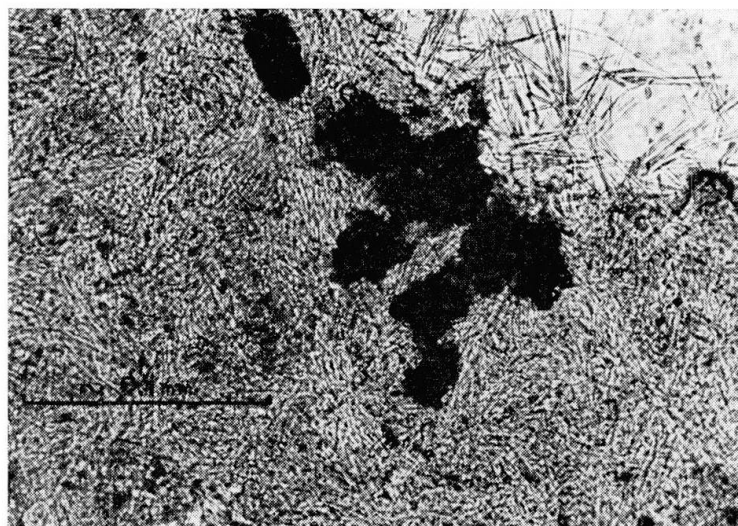


Fig. 6. Crocidolite feutrée avec sphène (sombre) et albite (incolore, en haut à droite). (Ech. 73332; 1200 m SW pt. 1238, Isorssua).

Autres accessoires: un carbonate s'associe occasionnellement à l'hématite et à la crocidolite.

L'épidote est assez courante, mais son développement ne semble pas lié à celui de la crocidolite.

Dans les gneiss, divers accessoires se concentrent volontiers dans les plages mélanocrates à biotite; outre le sphène déjà mentionné, citons l'apatite et le zircon. Ces derniers subsistent apparemment inchangés à la crocidolitisation des plages de biotite, et forment alors des accessoires associés à la crocidolite.

II. 1. d. Position chronologique

La crocidolite est postérieure non seulement à l'intrusion des dykes doléritiques pré-kétilidiens, comme le montre sa présence dans ces filons⁵⁾ lorsqu'ils recoupent les zones minéralisées, mais encore à leur métamorphisme en métadolérites («MD»). On sait que ce faible métamorphisme des filons basiques traduit l'influence thermique de l'orogène kétilidien sur le socle de son «avant-pays»; la même influence rajeunit l'âge K-Ar de la biotite des roches d'Isorssua à environ 1800 Ma (LARSEN, 1966). Ce chiffre impose donc une limite supérieure à l'âge de la minéralisation en crocidolite.

L'intrusion des «Brown Dykes» fournit une limite inférieure sûre: ils ne contiennent jamais de crocidolite (ni d'hématite), même lorsqu'ils recoupent

⁵⁾ Nous n'avons pas vu de crocidolite dans les filons métadoléritiques les plus jeunes («MD 3», de direction ESE); mais ceci résulte sans doute de leur petit nombre dans la région étudiée, si bien que nous n'avons pas eu l'occasion d'examiner leur recoupement avec des zones minéralisées en crocidolite. Nous avons observé sur le grand nunatak NE la minéralisation du contact d'un MD 3 en épidote, hématite et malachite.

des zones mylonitiques minéralisées. Ces filons correspondent vraisemblablement à ceux, de même direction et de même nature, qui abondent au SE d'Ivigut, où ils marquent approximativement le milieu de la période Gardar.

Nous ne pouvons malheureusement rien affirmer de certain sur les relations de la crocidolite avec un dyke basique de direction N 160 E, riche en xénocristaux de plagioclase, qui occupe une position chronologique intermédiaire entre les deux groupes de filons précédents. L'intrusion de ce dyke représente probablement un événement du cycle kétilidien, ou peut-être Gardar précoce⁶). Nous n'y avons pas vu de crocidolite, mais nous avons observé en quelques points, au voisinage de zones mylonitiques, des veines d'épidote dans le dyke ou des enduits d'hématite le long de ses contacts. Vu l'appartenance fréquente de ce minéral à la paragenèse à crocidolite, celle-ci est vraisemblablement postérieure à l'intrusion du dyke.

En conclusion, *la minéralisation en crocidolite d'Isorssua a un âge soit kétilidien tardif, soit, plus probablement, Gardar assez précoce (anté-BD).*

II. 2. Tigssalûp ilua

II. 2. a. Localisation

La crocidolite apparaît en taches bleutées dans des gneiss écrasés le long d'une zone mylonitique à épidote, de direction N 160 E, dans la partie E d'Akuliaruserssuaq.

II. 2. b. Description pétrographique

La roche, essentiellement quartzo-feldspathique, est traversée par des veines vertes à épidote, entre lesquelles la crocidolite se signale à l'œil nu par de petites taches gris-bleuté.

Au microscope, les taches bleutées se révèlent être des plages de cristaux de quartz que parsèment des touffes fibro-radiées de crocidolite, en forme d'oursin (fig. 10): les fibres divergent radialement à partir d'un centre de cristallisation, en traversant indifféremment les frontières des grains de quartz. Ces plages quartzeuses sont accompagnées par du feldspath abondant (microcline, oligoclase partiellement séricitisé), dans lequel la crocidolite est rare ou absente.

Les veines vertes sont constituées par une purée de minuscules grains d'épidote et de quartz en proportion variable. A cette échelle, la présence de croci-

⁶) On peut rapprocher ce filon d'un essaim de dykes de dolérite porphyrique du district de Frederikshab, dont la direction (N120E) et la nature pétrographique sont cependant différentes; leur attribution au cycle kétilidien, suggérée par JENSEN (1966), paraît confirmée par une récente datation K-Ar (BRIDGWATER, 1970, p. 51).

dolite n'apparaît pas liée à l'épidotisation ; au contraire, la crocidolite se développe de préférence dans les portions non épidotisées de la roche. Là où on l'observe pourtant dans les veines à épidote, surtout en leur bordure plus riche en quartz, la crocidolite ne paraît pas affectée par la granulation de ces minéraux ; on en retire l'impression qu'elle est tardive. Pour conclure : alors que l'épidotisation apparaît liée à un phénomène cataclasique accompagné d'une fine recristallisation, le développement de la crocidolite lui serait postérieur.

II. 2. c. Position chronologique

Le contexte géologique ressemble à Isorssua, bien que l'influence kétilidienne soit un peu plus marquée. La zone mylonitique est très ancienne, car elle est suivie par un dyke basique pré-kétilidien ; elle a rejoué après la mise en place de ces dykes, qui sont écrasés et épidotisés, mais non déplacés. Un mouvement tardif a faiblement mylonitisé un BD.

Les observations de terrain ne permettent pas une datation précise de la minéralisation en crocidolite. On peut supposer, par analogie avec Isorssua, qu'elle a suivi une phase cataclasique accompagnée d'épidotisation, contrecoup probable de l'orogénèse kétilidienne. Les observations microscopiques ci-dessus paraissent confirmer cette hypothèse.

II. 3. Région d'Iviglut

II. 3. a. Péninsule d'Iviglut (d'après A. Berthelsen, comm. écrite)

La crocidolite se trouve le long de joints, de failles et de zones de cisaillement, en particulier lorsqu'elles traversent des roches basiques et ultrabasiques. Dans les gneiss, les minéraux sombres sont transformés en amphiboles sodiques. Des altérations en crocidolite s'observent aussi dans des lamprophyres (les plus anciens membres du système filonien Gardar de ce secteur ; BERTHELSEN, 1962). Ce fait indique très probablement un phénomène métasomatique d'âge Gardar, éventuellement en relation, suggère BERTHELSEN, avec un développement régional de veines de quartz, microcline et albite en échiquier, et même d'albitites pures remplaçant des gneiss.

II. 3. b. Secteur Ika-Qôrnoq (d'après S. B. Jensen, comm. écrite)

La crocidolite s'observe le plus souvent dans des filons lamprophyriques. Elle est parfois accompagnée d'hématite et de carbonates. La crocidolite se trouve de préférence dans la zone de contact des filons ; elle peut se développer dans le gneiss encaissant sur une épaisseur de 5 à 10 cm, et le long de joints en leur voisinage. En un point la crocidolite s'observe en l'absence de lamprophyre, dans une mylonite ENE traversant les gneiss.

Ces lamprophyres correspondent à ceux de la péninsule d'Ivigut. Ils précèdent les filons Gardar principaux (BD), mais sont plus jeunes que le complexe syénitique – carbonatitique de Grönnedal – Ika.

II. 3. c. Arsuk Ö

On peut citer ici la trouvaille par GIESECKE (dans BÖGGILD, 1953, p. 294; voir aussi p. 182) de crocidolite avec de l'albite et du quartz dans une fissure d'un granite sur l'île d'Arsuk, une dizaine de km au SW d'Ivigut.

II. 4. Qagssimiut

II. 4. a. Localisation

La crocidolite se trouve à la pointe SE de l'île de Qârusuarssuk, dans une zone mylonitique E-W de grande extension; les roches (principalement des granites, gneiss et amphibolites) y sont broyées sur une largeur de plusieurs centaines de mètres.

II. 4. b. Description pétrographique

A l'œil nu, la crocidolite apparaît dans la roche, essentiellement feldspathique, en petites taches bleues régulièrement disséminées (qui peuvent en constituer 15 à 20 %), et en veinules entrecroisées.

Le microscope montre de l'oligoclase (environ 80 % de la roche), passablement séricitisé, en grands cristaux subidiomorphes. De l'albite fraîche, maclée en échiquier, forme des bordures claires au pourtour des cristaux d'oligoclase, ou des taches irrégulières à leur intérieur, ou encore des amas de cristaux plus petits; cette albite se développe particulièrement au voisinage des plages de crocidolite.

Les taches bleues se révèlent constituées d'un enchevêtrement souvent inextricable de fibres de crocidolite, avec de nombreux cristaux d'apatite et de zircon, de petits grains de sphène, un peu d'oxydes opaques, et localement des plages irrégulières de couleur brun rougeâtre formées d'agrégats cryptocristallins indéterminables (comprenant des produits micacés et des oxydes de fer). On observe le passage latéral de certaines plages de crocidolite à des amas de lamelles micacées brun pâle, qui font figure de reliques; on en déduit que la crocidolite remplace de la biotite. Un réseau de veinules recoupe la roche, présentant parfois des preuves de dilatation transversale; certaines de ces fissures sont occupées par de la crocidolite seule, d'autres montrent un remplissage central de calcite avec une bordure de crocidolite. Hors des plages et des veines, de petits grains d'épidote servent parfois de centre à des touffes fibro-radiées isolées de crocidolite. Soulignons l'absence pratiquement totale de quartz dans la roche.

II. 4. c. *Position chronologique*

Nous sommes ici au cœur du domaine kétilidien. La zone mylonitique et sa minéralisation suivent les dernières manifestations plutoniques de cette orogénie⁷⁾; les derniers mouvements de la zone, relativement faibles, paraissent postérieurs à une génération tardive de dolérites Gardar (BD), dans lesquelles on n'a d'ailleurs pas trouvé de crocidolite. En gros, on peut donc admettre que la zone mylonitique et sa minéralisation en crocidolite ont un âge Gardar, la minéralisation précédant probablement l'intrusion des BD.

II. 5. *Crocidolite des massifs plutoniques Gardar*

Dans un contexte pétrographique bien différent des localités précédentes, des amphiboles sodiques sont très communes dans les roches plutoniques et hypabyssales de la province Gardar; elles se rattachent principalement aux groupes de l'arfvedsonite et de la riebeckite. De nombreux autres minéraux sodiques les accompagnent. Ces amphiboles présentent parfois l'habitus fibreux de la crocidolite.

Ainsi on rencontre la crocidolite dans le massif de syénite néphélinique d'*Igaliko*, où GIESECKE (1910, p. 217) nota déjà en 1809 la présence d'une amphibole fibreuse bleue dans le fjord de Qôroq (= «Korossoak»). La crocidolite semble surtout développée dans la bordure SW de ce massif, notamment à Narssârssuk, dans des poches pegmatitiques au sein de la syénite; elle fit l'objet d'études minéralogiques détaillées par USSING (1898, p. 206–210), FLINK (1907, p. 82–85), GORDON (1924, p. 254; 1927, p. 203–204), et BÖGGILD (1953, p. 295–296). Les textures montrent fréquemment que la crocidolite provient de l'altération d'un autre minéral ferro-sodique: aegyrine (FLINK), arfvedsonite (FLINK, GORDON), ou riebeckite (USSING). Selon les travaux de EMELEUS et HARRY (1970), les pegmatites de Narssârssuk se rapportent à une phase magmatique tardive de l'intrusion d'*Igaliko*; ces auteurs (p. 80) mentionnent en outre des enduits d'amphibole alcaline fibreuse dans une brèche ignée tardive de la même localité, ainsi que près d'Iganaq, quelques km au SSE. Sur les pentes de cette dernière montagne, USSING (1912, p. 256) nota également une amphibole bleue à aspect de crocidolite dans les grès métamorphosés au contact de la syénite; les fissures de ces grès contiennent de l'hématite et de la fluorine, ce qui incita USSING à envisager un transfert de matière du magma dans les sédiments.

⁷⁾ Cette zone mylonitique E-W se rattache probablement à un important système de décrochements de direction dominante WNW-ESE, bien développé sur la côte SW du Groenland et très actif pendant la période Gardar. L'étude détaillée d'une de ces failles, près d'Ivigut, a montré que ses mouvements avaient débuté aux temps pré-kétilidiens, et que les jeux Gardar représentent la réactivation d'une fracture très ancienne (HENRIKSEN, 1960). A Qagssimiut, le plutonisme et les plissements kétilidiens ont effacé toute trace des mouvements cassants anté-Gardar.

On rencontre aussi la crocidolite dans le massif d'*Ilimaussaq*. Sans prétendre être complet, citons quelques observations. A Nunasarnaussaq, GIESECKE (1910, p. 212) mentionne des rognons de «verhärtete blaue Eisen-erde», apparemment dans les couches basaltiques de la couverture volcano-sédimentaire au voisinage de l'intrusion syénitique; selon BÖGGILD (1953, p. 296), ces rognons consistent en crocidolite étroitement mêlée à du feldspath. GIESECKE (1910, p. 220) signale encore une hornblende fibreuse bleue dans une fissure sur la rive W du fjord de Tunugdliarfik. A l'extrémité SW du massif, près d'Iviangiussat, USSING (1912, p. 54) observe l'altération de la hornblende en crocidolite, dans un granite sodique issu de l'assimilation de xénolites de grès par la syénite. Au NE de Laksefjeld, la crocidolite remplace les minéraux sombres du granite encaissant au contact de la syénite (USSING, 1912, p. 54); près de là, à Redekammen. BÖGGILD (1953, p. 296) mentionne aussi de la crocidolite sur la base du catalogue de GIESECKE. Plus généralement SÖRENSEN (1958, p. 17) écrit que la crocidolite peut se développer dans le granite encaissant autour du massif syénitique.

Enfin CALLISEN (1943, p. 21, 66 et 71) observe, au contact des syénites néphéliniques du massif de *Grönnedal-Ika* près d'Ivigut, le remplacement des minéraux sombres du gneiss encaissant par de la crocidolite. S. B. JENSEN (comm. écrite) nous signale également de la crocidolite dans des roches provenant de la périphérie de ce complexe alcalin.

Conclusion: Ces observations sur la crocidolite des massifs Gardar sont intéressantes pour notre propos. La crocidolite ne se rencontre pas seulement dans les roches magmatiques appartenant en propre aux massifs, mais aussi, voire surtout, dans les roches encaissantes (granite, grès, basalte). La crocidolite se présente en général comme un minéral de remplacement, à moins qu'elle ne remplisse une fissure ou n'enduisse les éléments d'une brèche:

a) Dans les roches magmatiques, elles provient généralement de l'altération d'un autre minéral ferro-sodique, vraisemblablement au cours du refroidissement, quand les conditions de mobilité ionique permettaient aux équilibres minéraux de se rétablir à température basse ou moyenne (p. ex. pegmatite).

b) Dans les roches encaissantes, elle remplace un minéral mafique quelconque, sous l'effet d'un apport de sodium. Dans ce cas, la crocidolite doit certainement sa genèse à une action métasomatique de contact.

III. ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET CHIMIQUE DE LA CROCIDOLITE

III. 1. Propriétés optiques

Les propriétés optiques de la crocidolite sont difficiles à déterminer, car il n'est guère possible d'étudier des fibres isolées. De plus l'observation aux forts grossissements semble révéler que les fibres elles-mêmes ne sont souvent pas

des monocristaux, mais résultent du groupement de fibrilles encore plus fines. Aussi n'avons-nous mesuré qu'un indice de réfraction «moyen» égal à environ 1,67. La biréfringence, faible, reste difficile à préciser (dans les plages de crocidolite feutrée, la superposition de fibres diversement orientées crée souvent l'illusion d'une masse isotrope; et les faisceaux de fibres parallèles présentent généralement des teintes d'interférence anormales d'un bleu vif, ainsi que des teintes anormales brunes en position d'extinction). Le plus petit indice n_p est toujours parallèle ou subparallèle à l'allongement des fibres. L'extinction apparaît généralement droite; cependant, dans certains paquets de fibres parallèles, on observe un angle d'extinction atteignant 10° (notamment dans les couronnes de crocidolite entourant un noyau résiduel de hornblende, où l'orientation des fibres semble mieux réglée que lorsque toute hornblende a disparu; cf. III. 3. d).

En raison de l'enchevêtrement des fibres, le pléochroïsme des plages de crocidolite apparaît souvent presque indistinct; il ne ressort nettement que sur les paquets de fibres parallèles. Parallèlement aux fibres (donc à n_p), la teinte peut prendre différentes nuances de bleu (bleu pur plus ou moins foncé, bleu outremer, bleu-vert). Perpendiculairement, on note une teinte de pléochroïsme jaune pâle à presque incolore (probablement n_m), ou violet plus ou moins intense (probablement n_g , comme semble le montrer, malgré le brouillage des couleurs par les teintes d'interférence anormales, l'étude de sections transversales dans des faisceaux de fibres parallèles).

Ces observations correspondent bien aux propriétés optiques de la *magnésioriebeckite* (cf. TRÖGER, 1967, p. 449).

Selon ce traité, la variété fibreuse de magnésioriebeckite devrait porter le nom de «rhodusite», celui de «crocidolite» restant réservé à la variété fibreuse de riebeckite. Nous conservons cependant dans ce travail l'usage du terme plus courant de «crocidolite», qui paraît utile au géologue comme dénomination générale des amphiboles sodiques à habitus fibreux. C'est aussi le point de vue de LACROIX (1922, p. 540). Par souci de symétrie et de commodité dans la nomenclature, on peut suggérer l'emploi du nom plus long mais plus expressif de «*magnésiocrocidolite*» pour désigner les magnésioriebeckites fibreuses; ce terme se rencontre d'ailleurs déjà (par ex. DEER et al., 1965, p. 348).

III. 2. Microsonde électronique

III. 2. a. Introduction

Nous avons procédé à des analyses quantitatives ponctuelles, sur des fibres de crocidolite, et à des profils en travers d'amas de ces fibres. Le témoin provient des gisements classiques de crocidolite d'Afrique du Sud; sa composition a été déterminée par fluorescence X (analyse de l'Institut de Minéralogie de l'Université de Genève).

L'examen microscopique montre que les fibres du témoin ne sont pas des monocristaux : chaque fibre est constituée par plusieurs individus accolés. Il en va probablement de même pour les crocidolites groenlandaises. Dans ces conditions, on ne peut pas exclure que des fibres d'une autre espèce minérale soient mêlées à celles de la crocidolite (voir à ce propos HODGSON, 1965), et il faut toujours compter avec une contamination possible par la présence d'inclusions. Néanmoins, nos résultats (Tableau I) inspirent confiance, dans la mesure où leur reproductibilité a été confirmée à maintes reprises, chaque chiffre représentant la moyenne d'un grand nombre de comptages effectués en divers points de la même plaque mince.

Les échantillons n° 2, 3, 4 et 6 viennent de la région d'Isorssua. Voici leur provenance exacte avec leurs numéros du Service Géologique du Groenland (GGU), et l'indication de la nature de la roche :

- 2 = GGU 55964 : 400 m N pt. 1210 ; gneiss à biotite et grenat («Schiste brun») crocidolitisé.
 3 = GGU 56038 B : pt. 1380 ; métadolérite crocidolitisée (cf. IV).
 4 = GGU 56038 D : pt. 1380 ; gneiss transformé en albitite grossière à crocidolite.
 6 = GGU 56038 F : pt. 1380 ; gneiss transformé en albitite grossière à crocidolite.

L'échantillon T provient de la région de Tigssalûp ilua (GGU 38541 ; cf. II. 2), et l'échantillon Q de celle de Qagssimiut (GGU 41457 ; cf. II. 4).

III. 2. b. Comparaison des diverses crocidolites (Tableau I)

Bien que ces résultats n'autorisent pas le calcul d'une formule chimique très précise, leur comparaison avec les analyses d'amphiboles publiées dans les traités (DEER et al., 1965) montre que la composition de nos crocidolites tombe dans le domaine de la *magnésioriebeckite*. Ainsi se trouve confirmée la détermination optique.

On constate certaines variations. La comparaison des chiffres, et surtout des graphiques (non reproduits ici), suggère une relation diadochique bien naturelle entre les ions ferreux et ferriques d'une part (groupés dans les mesures), et les ions magnésium et aluminium d'autre part. Il faut aussi noter les variations de

Tableau I. *Analyses quantitatives en % pondéraux, à la microsonde électronique, de diverses crocidolites du SW du Groenland, par rapport à un témoin d'Afrique du Sud analysé par fluorescence X.*

N.B. : Tout le fer est groupé sous la forme ferrique.

Teneur en SiO₂ du témoin : 56,85 %.

	Témoin	2	3	4	6	T	Q
Fe ₂ O ₃	31,61 %	20,7 %	16,9–20,1 %	21,0 %		22,1 %	17,7 %
Al ₂ O ₃	0,59	5,2	3,1	5,00		3,4	2,8
MgO	4,32	10,0	14,0–15,8	10,8		7,3	15,7
Na ₂ O	4,34	4,2	4,3	4,8	4,6 %	3,8	5,1
CaO	0,34	1,5	3,8–8,2	0,4	0,90	1,4	1,6
TiO ₂	0,05	>0,05	>0,05	>0,05	>0,05	>0,05	>0,05
K ₂ O	<0,10	Présent	Présent	Présent	Présent	Présent	Présent
MnO	—	Présent	Présent	Présent	Présent	Présent	Présent
F	—	Présent	Présent	Présent	Présent	Présent	Présent

la teneur en CaO ; elle atteint des proportions anormalement élevées dans l'échantillon n° 3, qui se rapproche ainsi de la variété décrite sous le nom de torendrikite par LACROIX (1922), voire du groupe de la trémolite sodique – richtérite. Or cet échantillon provient d'un dyke métadoléritique crocidolitisé, soit d'un contexte nettement plus calcique que les autres échantillons; bien que la roche ait perdu 77% de son calcium durant la métasomatose (voir plus loin), ce caractère chimique initial aurait influencé la composition de la crocidolite (on sait que telle est bien l'origine des amphiboles du groupe sus-mentionné, qui apparaissent notamment dans des roches calciques sous l'effet d'une métasomatose sodique hydrothermale, et peuvent présenter un habitus fibreux; cf. TRÖGER, 1967, p. 445). L'échantillon n° 4, provenant d'un gneiss crocidolitisé, au voisinage immédiat du dyke, a une composition normale.

Relevons encore la présence, dans les crocidolites groenlandaises, de TiO_2 , de K_2O (2 à 7 fois la teneur du témoin), et de traces de MnO et de F .

En dépit de ces variations, les échantillons de diverses provenances appartiennent en gros au même domaine de composition chimique. Cette parenté des diverses crocidolites groenlandaises ressort nettement par contraste avec la composition du témoin sudafricain.

III. 2. c. Variations zonaires de composition chimique dans certains amas de crocidolite (fig. 7)

Des profils analytiques ont été effectués à la microsonde à travers des amas feutrés de fibres de crocidolite. Ils ont révélé – et cela constitue une surprise – une disposition zonaire de certains éléments chimiques. Ces variations sont particulièrement nettes dans les amas de crocidolite de l'échantillon de la région de Qagssimiut (d'un diamètre moyen de l'ordre du mm). Il faut écarter l'idée que ces variations reflètent simplement l'influence décroissante de l'entourage sur les comptages, car d'une part ces variations se prolongent au-delà des zones marginales où on pourrait envisager une contamination par les minéraux encaissants, et d'autre part certaines variations ne vont pas dans un sens compatible avec cette supposition. Il faut donc considérer ces variations comme réelles, et par conséquent comme un caractère intrinsèque de l'activité métasomatique qui a donné naissance à la crocidolite. Leur interprétation est incertaine, et nous ne trancherons pas parmi les différentes explications possibles (variabilité des paramètres de la métasomatose au cours du temps, mobilité différentielle des ions, etc.). Nous nous bornerons donc à décrire les principales variations mises en évidence (fig. 7).

Description des profils d'amas zonés:

1. Triade $\text{Fe} - \text{Mg} - \text{Al}$. Longueur du profil: 0,75 mm.

On peut subdiviser ce profil en deux parties plus ou moins égales, que sépare une zone d'inclusion. La partie de gauche montre une diminution assez nette de Fe dans

la partie centrale, et une augmentation de Mg probablement complémentaire. L'Al semble diminuer en partant de la bordure, mais c'est une variation peu notable. L'autre moitié du profil ne révèle pas de variation bien nette. Valeurs extrêmes (pour la crocidolite) de Fe_2O_3 : 13,9 et 17,1%; de Al_2O_3 : 1,8 et 2,9%; de MgO: 17,3 et 21,0%. Sauf pour MgO, les teneurs dans la partie centrale du profil sont proches des valeurs moyennes pour l'ensemble de la crocidolite de l'échantillon Q.

2. Triade Fe – Mg – Al. Longueur du profil: 0,8 mm.

L'extrémité gauche du profil montre clairement des variations semblables à celles décrites dans le profil n° 1. Valeurs extrêmes de Fe_2O_3 : 14,5 et 18,3%; de Al_2O_3 : 2,1 et 3,0%; de MgO: 16,0 et 20,3% (même remarque que pour le profil 1).

3. Triade Fe – Mg – Al. Longueur du profil: 0,9 mm.

De nouveau le profil peut être subdivisé en deux, chacune des parties montrant les variations vues plus haut, à savoir augmentation de Fe et diminution de Mg des bords vers le centre, et éventuellement une diminution d'Al dans le même sens. Valeurs extrêmes de Fe_2O_3 : 17,1 et 20,8%; de Al_2O_3 : 1,5 et 3,3%; de MgO: 14,0 et 15,8%.

4. Triade Ca – Na – Ti. Longueur du profil: 0,9 mm.

Le Ti montre une variation assez régulière et symétrique par rapport au centre du profil, où il atteint un maximum; cette variation est difficile à chiffrer. Le Ca montre une évolution inverse, alors que la courbe de Na est moins bien définie, seule l'extrémité droite suggérant une diminution vers la périphérie. Valeurs extrêmes de CaO: 0,9 et 1,6%.

5a et 5b. Ti. Longueurs des profils: 0,8 mm.

Ces profils montrent bien l'augmentation graduelle, mais faible, de la teneur en Ti vers le centre des amas. Cette variation est difficile à chiffrer.

6a et 6b. Ca. Longueurs des profils: 0,8 mm.

Quoique perturbés par des inclusions, ces profils suggèrent fortement une diminution de Ca des bords vers le centre. Valeurs extrêmes de CaO: (a) 0,9 et 1,7%; (b) 0,9 et 1,6%.

7. Na. Longueur du profil: 0,8 mm.

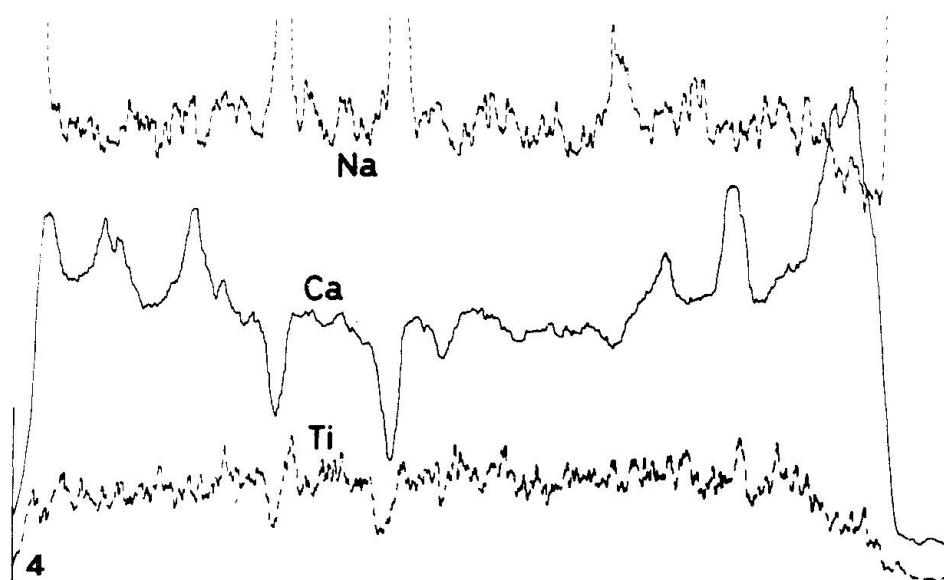
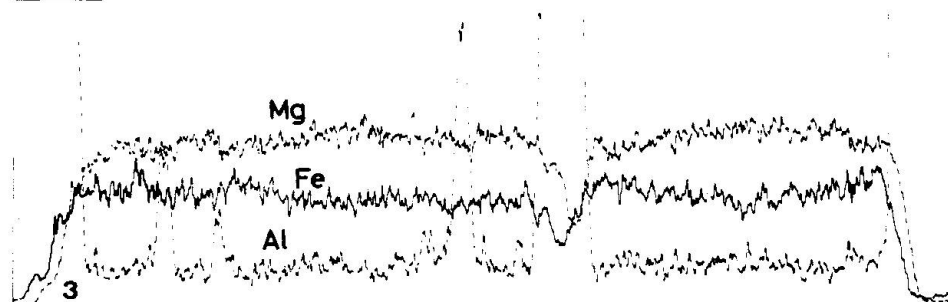
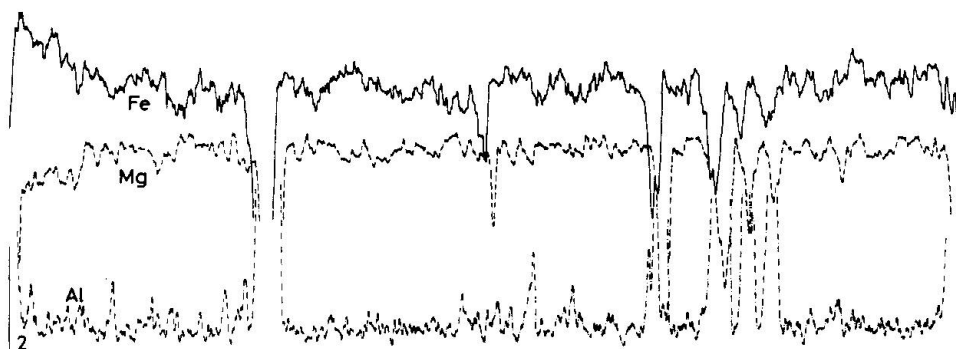
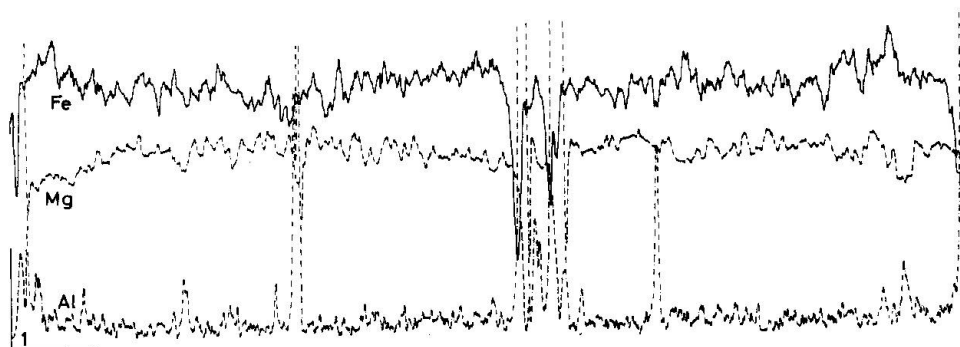
Nous reproduisons ce profil, car il suggère, comme dans le profil n° 4, une diminution marginale de la teneur en Na (surtout vers l'extrémité gauche). Valeurs extrêmes de Na_2O : 5,0 et 5,6%.

Nous pouvons tirer de ces profils les conclusions suivantes:

- a) le Mg augmente des bords vers la partie centrale de l'amas,
- b) le Ti augmente des bords vers la partie centrale de l'amas,
- c) le Ca diminue des bords vers la partie centrale de l'amas,
- d) le Fe diminue des bords vers la partie centrale de l'amas,

Il se peut que:

- e) le Na augmente des bords vers la partie centrale, et que
- f) l'Al diminue des bords vers la partie centrale.



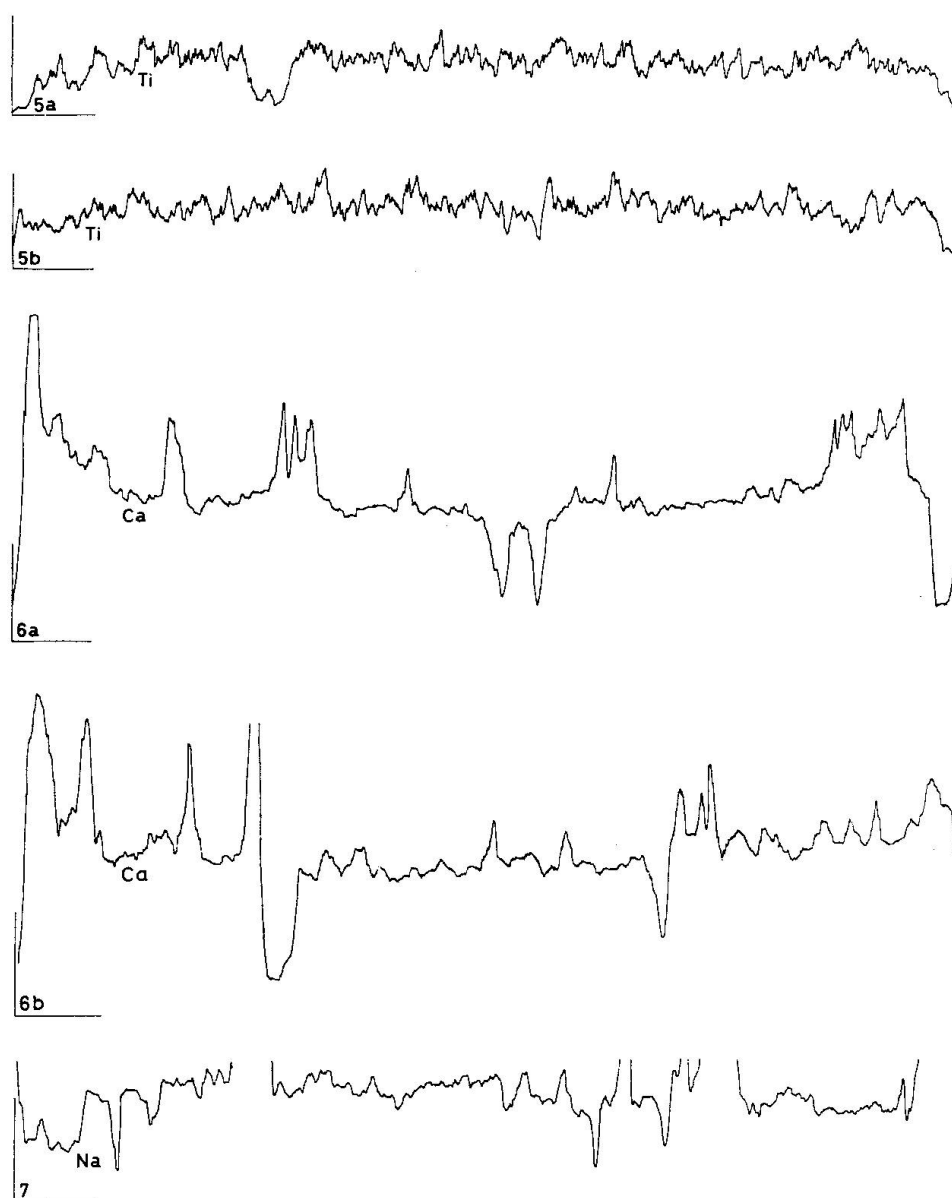


Fig. 7. Profils à la microsonde à travers des plages de crocidolite. (Ech. 41457; Qagssimiut).
Echelles: voir le texte.

III. 3. Structure des plages de crocidolite

On peut distinguer plusieurs modes de groupement des fibres de crocidolite. Les trois principaux sont: a) le mode désordonné ou «feutré»; b) le mode radié («oursins»); c) le mode parallèle («brosses»). Des modes transitionnels les relient les uns aux autres, mais chacun de ces trois modes principaux se présente ordinairement comme un type bien caractérisé. Nous y adjoindrons un quatrième mode relatif à la transformation de hornblende en crocidolite (couronnes).

a) *Crocidolite feutrée*: les fibres s'enchevêtrent d'une façon désordonnée, souvent inextricable (fig. 6 et 8). C'est leur mode d'association le plus fréquent. A l'œil nu, les plages de crocidolite feutrée ont un aspect généralement terreux, parfois un peu concrétionné; la structure fibreuse est rarement visible. Le bord des amas est généralement franc, mais on voit au microscope qu'ils émettent couramment dans les feldspaths adjacents des fibres radiales de crocidolite qui leur donnent un aspect «poilu»; ces fibres radiales traversent indifféremment les limites des grains minéraux adjacents. Parfois une orientation préférentielle moyenne des fibres semble tout de même ressortir, au moins localement, dans un feutrage autrement parfaitement désordonné. Cette orientation s'améliorant, on peut passer d'une plage feutrée à de grosses touffes de

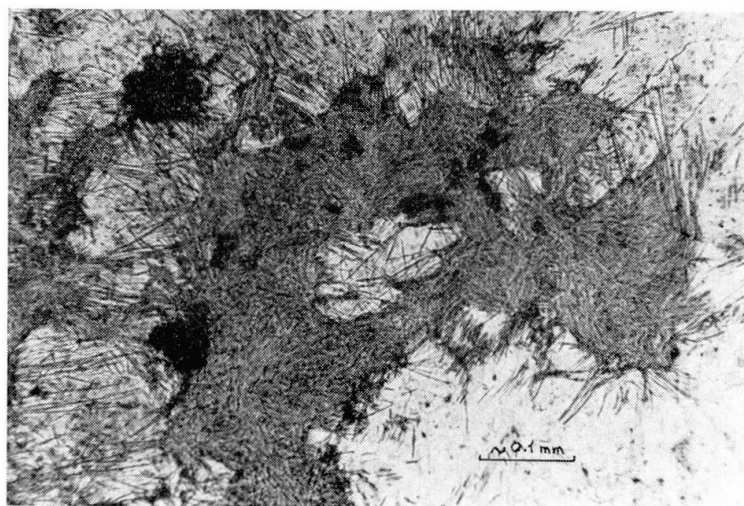


Fig. 8. Crocidolite feutrée; opaque: hématite. (Ech. 73360; 2,5 km SSW pt. 1390, Isorssua).

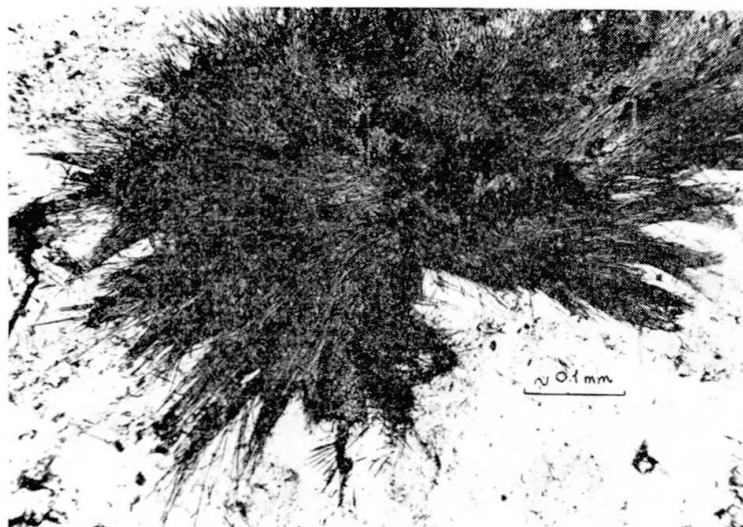


Fig. 9. Touffe de crocidolite fibro-radiée, passant vers le haut à de la crocidolite feutrée; opaque: hématite. (Ech. 73304; 1300 m WSW pt. 1238, Isorssua).

fibres divergentes, ce qui constitue une transition vers le mode radié (fig. 9). Des transitions existent aussi vers le mode parallèle.

Ces amas de crocidolite feutrée proviennent très souvent du remplacement épigénétique de plages de biotite ou de cristaux de hornblende. Dans les roches les moins transformées, on peut observer des reliques de ces minéraux plus ou moins corrodées par la crocidolite (la crocidolitisation de la hornblende passe généralement par des stades intermédiaires décrits ci-dessous). Des grains d'apatite, de zircon et de sphène s'associent couramment, dans les gneiss de ces régions, à la biotite; ils subsistent inaltérés à la crocidolitisation de cette dernière, et forment par conséquent de fréquentes inclusions dans les plages de crocidolite feutrée.

C'est dans ces amas que des profils à la microsonde ont révélé des variations zonaires de composition chimique (III. 2. c).

b) *Crocidolite fibro-radiée*: Dans les «oursins» typiques, les fibres de crocidolite rayonnent autour d'un centre de cristallisation, matérialisé par une petite inclusion réfringente et d'apparence quasiment isotrope. Les plus beaux oursins ont été observés dans l'échantillon de Tigssalûp ilua (fig. 10; cf.



Fig. 10. «Oursins» de crocidolite dans une plage de quartz. (Ech. 38541; Tigssalûp ilua).

AYRTON, 1963, Pl. 6 fig. 1), mais on les retrouve ailleurs. Les fibres rayonnantes traversent indifféremment les frontières des grains minéraux adjacents. L'inclusion centrale n'est guère déterminable avec certitude, probablement s'agit-il d'un granule (anciennement épidote?) épigénisé en crocidolite désordonnée.

Les oursins montrent dans certains échantillons une prédilection pour les microfissures de la roche, le long desquelles ils s'alignent à intervalles plus ou moins rapprochés. Quand ils se serrent plus étroitement, on passe à un rem-

plissage continu de la fissure sous forme d'une veine de crocidolite plus ou moins désordonnée.

c) *Crocidolite fibro-parallèle* (en «brosse»): les fibres sont disposées parallèlement. Leur longueur atteint couramment 2 mm, rarement 3 ou 4 mm; alors la structure fibreuse se voit bien à l'œil nu. Souvent les deux bords de la «brosse» sont rectilinéaires et parallèles, d'autres fois l'un d'eux est irrégulier. On peut observer deux ou plusieurs brosses juxtaposées (fig. 11). Elles sont fréquemment incluses dans des amas de crocidolite feutrée.

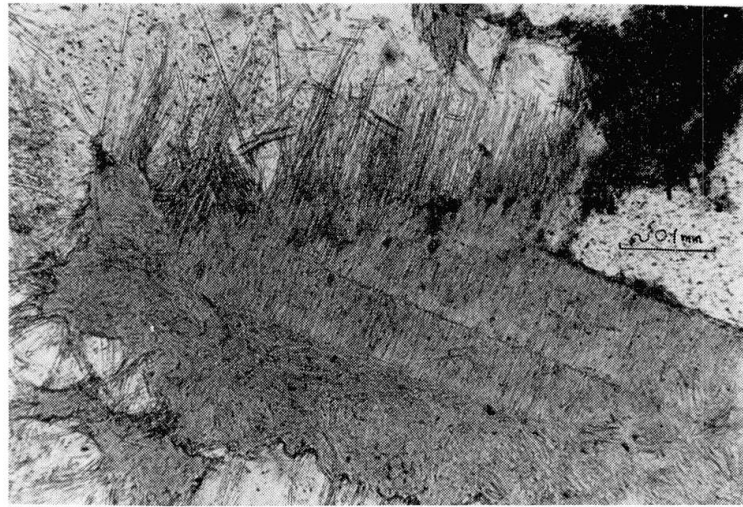


Fig. 11. Crocidolite fibro-parallèle (en «brosse») et feutrée. (Ech. 73360; 2,5 km SSW pt. 1390, Isorssua).

C'est dans les groupements fibro-parallèles que le pléochroïsme de la crocidolite ressort le mieux. On constate alors le plus souvent que toutes les fibres de la brosse ont la même orientation optique; d'autres fois on reconnaît dans la brosse plusieurs sous-groupes d'orientation distincte, qui, en lumière polarisée perpendiculairement aux fibres, prennent les uns une teinte jaune pâle (direction proche de n_m), les autres une teinte violacée (proche de n_g).

d) *Couronnes de crocidolite* entourant un noyau résiduel de hornblende: plusieurs échantillons d'Isorssua montrent les étapes de la *crocidolitisation progressive d'un cristal de hornblende*. Au début, seule la périphérie du cristal est attaquée (couronne de réaction). La limite entre la hornblende résiduelle (vert foncé) et la bordure sodique est parfaitement tranchée; elle est marquée par une rupture de l'orientation optique (fig. 12 et 13).

Au stade initial de l'épigénie (partie interne de la couronne), il apparaît souvent très difficile, voire impossible, de distinguer une structure fibreuse dans l'amphibole sodique; il se peut que le cristal d'amphibole sodifié garde

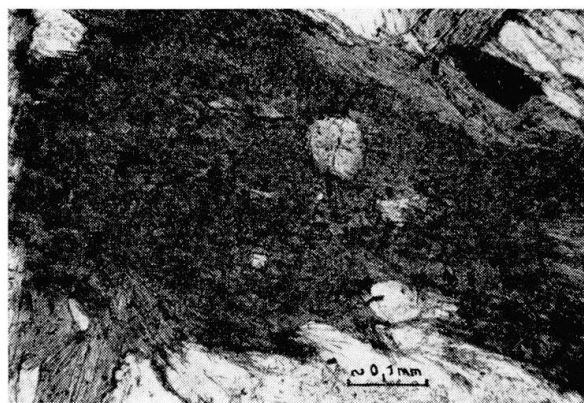


Fig. 12.

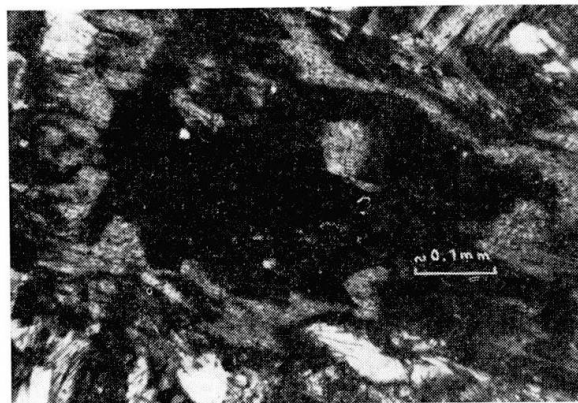


Fig. 13.

Fig. 12 (Ni ||) et fig. 13 (Ni X). Couronne de crocidolite entourant un noyau résiduel de hornblende; ce dernier ressort en noir sur la fig. 13, où il est en position d'extinction. (Ech. 73298; 200 m W pt. 930, Isorssua).

son unité, ou alors les fibres sont si fines et conservent un parallélisme si rigoureux qu'elles sont pratiquement indistinctes (dans ces couronnes, on peut mesurer un angle d'extinction atteignant 10° , alors que dans les paquets ordinaires de fibres l'extinction apparaît presque toujours droite).

A ce stade, l'amphibole sodique naissant en différents points par épigénie du même cristal de hornblende prend partout une orientation optique identique, différente de celle de la hornblende; l'orientation cristallographique de l'amphibole sodique n'apparaît donc pas quelconque, mais elle est réglée en fonction de celle de la hornblende-mère. Dès le début, l'amphibole sodique présente toutes les propriétés optiques de la magnésioriebeckite.

Au stade suivant, on voit les fibres s'individualiser progressivement, parallèlement à la direction de l'axe *c* (intersection des plans de clivages principaux) de la hornblende-mère. Puis elles commencent à diverger, d'abord légèrement, ensuite plus fortement. Elles forment alors des touffes flexueuses, qu'on retrouve disséminées dans la roche sans contact direct avec la hornblende. Le désordre des fibres croissant, on passe à des amas de structure feutrée. Corrélativement, on observe le remplacement croissant du plagioclase séricitisé par de l'albite fraîche.

En conclusion, on constate une influence initiale de la hornblende-mère sur l'orientation de l'amphibole sodique qui en dérive épigénétiquement. Le désordre ne s'installe que progressivement parmi les fibres de crocidolite⁸⁾. Au contraire, le remplacement de biotite par la crocidolite donne d'emblée un amas à structure feutrée.

⁸⁾ USSING (1898, fig. 5) fit la même observation à propos de la crocidolitisation de riebeckite: près de cette dernière, les fibres de crocidolite sont parallèles, mais plus loin elles forment un enchevêtrement désordonné.

IV. LE BILAN CHIMIQUE DE LA MÉTASOMATOSE SODIQUE

L'apparition de crocidolite dans nos roches découle d'un phénomène métasomatique, comme le montrent à l'évidence tant l'observation des gîtes sur le terrain que l'étude microscopique des échantillons. Il paraît intéressant d'en établir le bilan chimique exact.

Nous avons choisi, pour ce faire, le cas de la crocidolitisation d'un filon de métadolérite de la région d'Isorssua (pt. 1380), à son intersection avec une zone broyée riche en crocidolite. Ce cas est particulièrement propice, car il constitue un des exemples de métasomatose les plus démonstratifs que nous connaissions, et il permet une comparaison aisée des compositions chimiques initiales et finales. Le bilan chimique ne serait naturellement pas identique pour la crocidolitisation d'une autre roche telle qu'un gneiss, mais la tendance générale du phénomène est probablement analogue.

Le dyke en question, de direction ENE, a une largeur d'environ 1 m. Il est affecté par la crocidolitisation sur une longueur d'une quinzaine de m; de chaque côté, la limite de la zone métasomatisée est très brusque («à couper au couteau»). A l'intérieur de cette zone, les granito-gneiss encaissants sont changés en albitite à crocidolite. On voit clairement qu'aucune déformation n'accompagne la métasomatose, qui s'est déroulée à *volume constant*.

La métadolérite crocidolitisée apparaît à l'œil nu comme une roche homogène bleue à grain fin. Au microscope, sa structure initiale est assez bien conservée (fig. 14). Mais l'albite a pris la place du plagioclase calcique, et la crocidolite, en faisceaux de fibres parallèles ou plus rarement en amas feutrés, a remplacé les minéraux mafiques (en moyenne 60% de la roche); la microsonde a montré qu'elle est anormalement riche en calcium (III. 2. b). Le

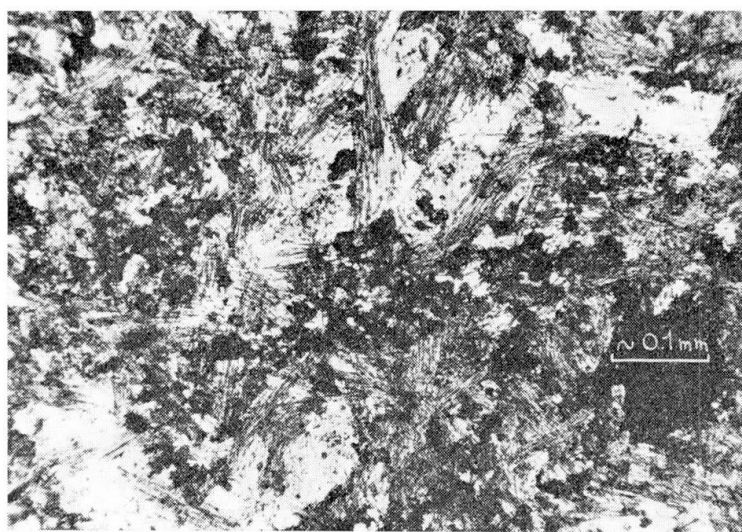


Fig. 14. Métadolérite crocidolitisée: crocidolite en paquets de fibres parallèles, albite, et sphène sombre à opaque. (Ech. 56038 B; pt. 1380, Isorssua).

sphène, brun à opaque, constitue 5 à 10 % de la roche. Accessoirement, on note un peu de calcite.

La composition chimique de la métadolérite crocidolitisée se lit sur le Tableau II. Nous n'avons malheureusement pas d'analyse chimique d'une métadolérite intacte provenant du même dyke. Nous la remplaçons par l'analyse d'une roche semblable provenant d'un dyke métadoléritique voisin, appartenant au même système filonien (MD 2). Cette analyse est très proche de celles des métadolérites du même groupe étudiées plus au S par HENRIKSEN (1969) («set 3», correspondant à nos MD 2; voir en particulier ses localités 5 et 6). Cette composition chimique est probablement représentative de la majeure partie des dykes de ce groupe; on ne risque donc guère de commettre une erreur importante en attribuant au terme initial de la métasomatose la composition de la métadolérite du tableau II.

On obtient une vue plus réaliste de la métasomatose en convertissant les proportions de molécules d'oxydes en proportions pondérales d'éléments chimiques

Tableau II. *Analyses chimiques d'une métadolérite (56054; provenance: 2200 m W pt. 1410) et d'une métadolérite crocidolitisée (56038 B; pt. 1380) de la région d'Isorssua.*

Haut: Pourcentages pondéraux d'oxydes (analyses Inst. Minér. Univ. Genève). Milieu: Densité d .
Bas: Pourcentages pondéraux d'éléments et bilan chimique de la métasomatose (explications dans le texte).

Echantillon	56054	56038 B		
SiO ₂	51,08	58,72		
Al ₂ O ₃	13,19	8,49		
Fe ₂ O ₃	2,61	8,99		
FeO	11,18	3,33		
MgO	5,86	6,67		
CaO	10,31	2,65		
Na ₂ O	2,15	7,80		
K ₂ O	0,69	<0,10		
TiO ₂	1,32	1,77		
MnO	0,22	0,15		
P ₂ O ₅	0,16	0,07		
H ₂ O	1,62	1,50		
CO ₂	0,39	0,53		
	100,82	100,77		
d	3,00	2,67		
			Δm_i	$\frac{ \Delta m_i }{m_{Ai}} \cdot 100$
Si	23,84	27,41	0,56	2,35
Al	6,98	4,49	-2,98	42,7
Fe	10,53	8,88	-2,63	24,9
Mg	3,54	4,03	0,05	1,4
Ca	7,36	1,89	-5,68	77,2
Na	1,59	5,79	3,56	224
K	0,57	<0,08	<-0,50	>88
Ti	0,82	1,06	0,12	14,6
O	44,64	46,21	-3,44	7,7
	99,87	99,84	+4,29 - 15,23 =	-10,94

(bas du tableau II). On peut alors calculer le bilan chimique au moyen de la formule:

$$\Delta m_i = m_A (\delta c_{Bi} d_B / d_A - c_{Ai})$$

qui donne la variation (<0 ou >0) de masse Δm de l'élément chimique i dans le système considéré, m_A étant la masse initiale de ce système, c_{Ai} et c_{Bi} ses concentrations pondérales initiales et finales en l'élément i , d_A et d_B ses densités initiales et finales, et $\delta = V_B/V_A$ le rapport du volume final au volume initial. On peut fixer arbitrairement $m_A = 100$ (ce qui revient à considérer la transformation de 100 g de matière initiale). Les états initiaux et finaux du système sont ici respectivement la métadolérite intacte et la métadolérite crocidolitisée, donc $d_B/d_A = 2,67/3,00 = 0,89$. Enfin $\delta = 1$, car on a vu que la métasomatose s'est effectuée à volume constant.

En appliquant cette formule à la crocidolitisation de la métadolérite, on obtient le bilan chimique représenté dans la colonne Δm_i du Tableau II; à côté, nous avons reporté en % les variations Δm_i des différents éléments i relativement à leurs masses initiales m_{Ai} . On voit ainsi que, *durant la crocidolitisation, la roche perd environ 42% de son aluminium, le quart de son fer, 77% de son calcium, presque tout son potassium, ainsi qu'un peu d'oxygène.* On assiste en revanche à un *apport massif de sodium*, dont la teneur fait plus que tripler, et dans une faible mesure de titane. *Le silicium et le magnésium restent approximativement constants.* L'invariance simultanée de deux ou plusieurs éléments constitue une bonne preuve que la valeur choisie pour la variation de volume est adéquate (GRESSENS, 1967).

On constate toute l'importance des *densités* des roches dans le calcul du bilan métasomatique. Or il est extrêmement courant que les auteurs s'occupant de problèmes métasomatiques négligent ce point capital et se contentent de comparer à vue les analyses chimiques, ce qui entraîne de sérieuses erreurs. Ainsi pour la silice, la comparaison simple des analyses laisserait croire à un apport de SiO_2 , alors que notre calcul montre qu'en réalité la teneur en silicium n'a pratiquement pas varié. D'autres auteurs basent leurs calculs pétrochimiques sur l'hypothèse que la teneur en oxygène reste constante; notre exemple montre que cette hypothèse n'est pas parfaitement justifiée. Il vaut mieux fonder le calcul du bilan sur des observations structurales et des mesures de densité. *L'omission de la mesure de la densité rend l'analyse chimique d'une roche inutilisable dans l'étude des phénomènes métasomatiques.*

La somme des départs représente 15,23% de la masse initiale totale, tandis que les apports n'en représentent que 4,29%. Cette perte non compensée correspond à la différence de densité des roches initiales et finales. En effet: $15,23 - 4,29 = 10,94 \cong 11 = 100 - 100 \cdot 2,67/3,00$.

Le bilan chimique de la crocidolitisation d'un gneiss acide donnerait des résultats différents pour plusieurs éléments. On constaterait sûrement une perte

de Si, car les gneiss crocidolitisés sont couramment déquartzifiés (II. 1. b et c); il semble donc que la silice libre soit entraînée, tandis que la silice combinée sous forme de silicate subsisterait en quantité inchangée. Le sens de la variation serait certainement le même pour Na (gain) et pour Ca et K (perte); mais on n'observerait probablement que peu de variation de Fe et Al. L'avantage, en établissant le bilan sur un filon doléritique, est une plus grande certitude quant à la composition chimique initiale de la roche (les dolérites étant chimiquement beaucoup plus homogènes que les gneiss), et quant à la valeur du facteur volumique δ (les filons se prêtant particulièrement bien à des observations structurales).

Notons aussi la forte *oxydation du fer* au cours de la transformation, qui ressort bien de la comparaison des analyses du haut du Tableau II. La crocidolitisation est donc une *métasomatose oxydante*, ce qui confirme les déductions de l'étude microscopique (II. 1. c). Il paraît probable que l'hématite formée en certains secteurs des zones broyées provient au moins en partie du dépôt du fer lessivé en d'autres.

De même, il se peut qu'une partie du calcium lessivé dans les roches crocidolitisées se redépote sous forme d'épidote, fréquente dans les zones mylonitiques. Mais l'épidote s'est certainement formée à plusieurs reprises, et nous pensons qu'elle est en majeure partie antérieure à la crocidolitisation.

Le sphène provient essentiellement des minéraux titanifères préexistants (ilménite, etc.). Les calculs précédents semblent révéler en outre un apport de titane, ce qui s'accorde à la proportion souvent inhabituellement élevée de sphène dans les roches à crocidolite; mais nous ne pouvons pas affirmer que cette faible variation, déduite de la comparaison de deux analyses seulement, soit significative.

V. CONCLUSIONS

V. 1. Résultats

Résumons les principaux points acquis par cette étude:

a) Les crocidolites d'Isorssua, de Tigssalûp îlua, et de Qagssimiut, appartiennent au groupe de la *magnésioriebeckite*. Leur composition chimique présente, malgré quelques variations, une incontestable parenté (seule la crocidolite n° 3 d'Isorssua se distingue nettement par sa teneur anormale en calcium, héritage probable d'un milieu initial plus calcique).

Cette parenté chimique, dans un groupe ouvert à tant de variations possibles, suggère une parenté génétique.

A titre de comparaison, une amphibole fibreuse d'une brèche ignée tardive du massif d'Igaliko est également une magnésioriebeckite (G. ROWBOTHAM, comm. écrite), mais une crocidolite provenant d'un autre gîte du même massif a la composition d'une riebeckite typique (BÖGGILD, 1953, p. 296).

b) Sur le plan *structural*, on constate que dans les trois régions le type de gîte est pareil: imprégnations plus ou moins diffuses de crocidolite dans des zones broyées. A l'affleurement comme en lame mince, des phénomènes de remplacement révèlent dans tous ces gîtes une importante métasomatose. Le plus spectaculaire est la crocidolitisation des minéraux ferro-magnésiens (biotite, hornblende, grenat, etc.), mais on observe conjointement l'albitisation des feldspaths, la disparition du quartz, etc.

Ce mode de gisement diffère nettement de celui de la crocidolite connue dans ou au voisinage immédiat des massifs magmatiques Gardar. Pourtant là aussi les observations détaillées de plusieurs auteurs soulignent l'importance des actions métasomatiques dans l'apparition de ce minéral (cf. II. 5). Les intéressantes observations de S. B. JENSEN sur la crocidolite associée aux lamprophyres Gardar de la région d'Ivigut révèlent l'existence d'un mode de gisement en quelque sorte intermédiaire entre les deux types précédents; une transition apparaît ainsi possible, donc une relation génétique.

c) Sur le plan *chimique*, la métasomatose responsable de l'apparition de crocidolite se caractérise principalement par un énorme apport de sodium, par un départ de calcium, d'aluminium, de potassium et de fer (une partie de ce dernier se redéposant vraisemblablement au voisinage sous forme d'hématite), et par les conditions oxydantes du milieu.

Dans le détail, la complexité du processus métasomatique ressort de la zonation de certains éléments chimiques dans les amas de crocidolite.

d) L'âge de la minéralisation en crocidolite ne peut pas être fixé avec la même précision en chaque localité; il semble cependant bien être le même à Isorssua, Tigssalûp ilua, Ivigtut et Qagssimiut: *Gardar anté - BD*. Cette conclusion paraît suffisamment bien étayée pour que la crocidolite puisse désormais tenir lieu, sur la côte groenlandaise, de «fossile caractéristique» de l'activité Gardar.

V. 2. Implications géologiques et discussion

Nous pouvons maintenant répondre aux questions posées au début de ce travail (I. 2):

1. L'analogie minéralogique, structurale et chronologique, des gîtes de crocidolite nouvellement décrits est si forte qu'elle implique selon toute vraisemblance une origine semblable.

2. De plus *une relation entre la crocidolitisation et le magmatisme Gardar apparaît extrêmement probable*, au vu tant de l'âge des minéralisations que de leurs caractères chimiques.

La nature sodique de l'apport incite en effet irrésistiblement à lier la crocidolitisation au magmatisme Gardar, dont le trait le plus frappant est la tendance à une différenciation vers des roches très riches en sodium. On sait que USSING (1912, p. 341) introduisit le terme «agpaïte» pour désigner certaines syénites néphéliniques particulièrement riches en alcalis du massif d'Ilimaussaq. Il définit les roches agpaïtiques par une valeur supérieure à 1,2 de l'indice $(na + k)/al$, où na , k et al représentent les proportions en nombre d'atomes de Na, K et Al dans la roche (en fait, Na l'emporte toujours de beaucoup sur K). Une valeur croissante de cet indice indique une différenciation magmatique de plus en plus poussée (FERGUSON, 1970). De plus, Fe est abondant, tandis que Ca et Mg le sont peu. D'autres auteurs modifièrent ultérieurement cette définition, mais en insistant généralement sur la richesse en Na, la prédominance des alcalis sur Al, la pauvreté en Ca, et le degré d'oxydation élevé du Fe (voir SÖRENSEN, 1960).

En se plaçant sur un plan purement chimique, on voit que la *crocidolitisation*, par la soustraction d'une grande proportion de Ca et d'Al et par l'addition de Na, *fait tendre des roches de composition granitique (gneiss) ou gabbroïque (métadolérites) vers une composition de type agpaïtique* (l'indice agpaïtique de l'échantillon 56038 B vaut 1,51). La tendance géochimique de cette métasomatose est donc analogue à celle qui caractérise la différenciation des magmas Gardar. Ce fait chimique, s'ajoutant à leur coïncidence temporelle, mène à postuler une relation génétique entre ces deux phénomènes.

USSING et les auteurs récents considèrent tous les roches agpaïtiques comme le résultat d'une différenciation magmatique longue et complexe; bien que leurs opinions divergent souvent sur le mécanisme exact de cette différenciation, la plupart s'accordent à attribuer un rôle capital à la concentration de composés volatils riches en sodium dans la partie supérieure des chambres magmatiques (par ex. SÖRENSEN, 1958 et 1960; BRIDGWATER, 1967). L'étude récente des inclusions fluides de roches d'Ilimaussaq, en révélant une teneur élevée en NaCl (jusqu'à 40% de leur poids dans des inclusions de haute température), a confirmé l'enrichissement en sodium de la phase fluide issue de la cristallisation des magmas agpaïtiques (SOBOLEV et al., 1970).

Des fluides sous pression très riches en sodium se concentraient donc au toit des foyers magmatiques Gardar. Ils devaient être chimiquement très actifs, comme le montre par places l'altération de la roche encaissante⁹⁾. Ainsi, à Ilimaussaq, le granite encaissant est fénitisé au contact de la syénite sur une

⁹⁾ L'action métasomatique des volatils sodiques peut se faire aussi sentir à l'intérieur même des massifs, sur les roches déjà consolidées ou sur des xénolites (de telles observations avaient induit WEGMANN, 1938, à se faire une idée un peu exagérée du rôle de la métasomatose dans la genèse des massifs alcalins).

épaisseur de 20 m, par conversion de la biotite en amphibole et pyroxène sodiques et par disparition du quartz (cf. la déquartzification des roches crocidolitisées d'Isorssua); cette transformation peut s'étendre jusqu'à 100 m du massif le long des zones mylonitiques (FERGUSON, 1964). Une partie des fluides sodiques dut s'échapper de la chambre magmatique, le long de failles ou en suivant des contacts de filons, pour aller imprégner les zones broyées du voisinage. Des échanges de matière se produisaient alors entre les roches et ces fluides. Ainsi prirent naissance divers gîtes de minéraux sodiques peu communs (dont la cryolite d'Ivigut est l'exemple le plus célèbre). La crocidolite liée spatialement aux massifs Gardar (cf. II. 5) a de toute évidence cette origine. Nos observations sur les nouveaux gîtes de crocidolite, situés loin des massifs, nous mènent à conclure que les fluides sodiques issus de ces grandes intrusions ont pu cheminer et exercer une action chimique à des distances bien plus considérables qu'on le supposait.

La relation entre le magmatisme Gardar et les minéralisations en crocidolite paraît surtout surprenante pour les gîtes d'Isorssua, situés jusqu'à 80 km au N des massifs alcalins les plus proches (ceux de Grønnedal-Ika et de Kûngnât, près d'Ivigut); d'autant plus que, hormis le gîte de Tigssalûp ilua, la crocidolite n'a jamais été signalée dans les territoires compris entre Ivigtut et Isorssua, en dépit de l'investigation détaillée dont ils furent l'objet durant la dernière décennie. Faut-il y voir un exemple de l'action hydrothermale à grande distance d'un massif plutonique lointain? C'est possible. Mais la minéralisation en crocidolite atteint à Isorssua un développement tel qu'il faut aussi envisager sérieusement, à notre avis, la proximité d'un massif alcalin encore inconnu. Ce pourrait être un massif profond, en-dessous du niveau d'affleurement actuel, ou un massif caché par l'Indlandsis à l'E d'Isorssua. Ce n'est peut-être pas une coïncidence si un important décrochement ENE traverse le lac Isorssûp taserssua, près duquel nous avons trouvé les plus abondantes minéralisations en crocidolite. Le jeu de ce décrochement date, en partie au moins, du début de la période Gardar (post-MD, pré-BD); des fractures WNW le recoupent dans le lac. Or des failles de mêmes directions exercent une influence marquée sur la localisation des foyers magmatiques Gardar dans la région d'Ivigut à Igaliko (BERTHELSEN, 1962; HARRY et PULVERTAFT, 1963, p. 123; SÖRENSEN, 1966). La crocidolite d'Isorssua rend plausible l'idée que, au début du Gardar, un foyer magmatique de tendance alcaline s'établit dans cette région, à la faveur des failles mentionnées; pas encore mis à nu par l'érosion, ou caché par la glace, son existence ne nous serait révélée que par l'action métasomatique des fluides riches en sodium qui s'en échappèrent et imbibèrent les zones broyées de la région. En ce cas, l'extension géographique du magmatisme alcalin Gardar dépasserait vers le N celle qu'on lui reconnaît à ce jour.

V. 3. Conditions physico-chimiques de la crocidolitisation. Comparaisons

Notre étude pétrographique a montré que les roches crocidolitisées tendent vers l'association albite-crocidolite $\pm$ hématite $\pm$ sphène. Cette paragenèse s'est vraisemblablement formée à une température plutôt basse, sans que nous soyons en mesure de préciser cette indication par des chiffres. La pression lithostatique était probablement faible, la pression d'H₂O relativement élevée, ainsi que la pression d'oxygène (conditions oxydantes).

Lorsqu'un minéral apparaît à basse température sous une forme relativement mal cristallisée (fibres extrêmement fines), on peut légitimement se demander s'il représente une phase stable ou métastable. Le manque de données thermodynamiques ne permet pas ici de résoudre définitivement cette question, mais nous sommes enclins à considérer notre crocidolite comme véritablement stable dans les conditions de sa formation.

La littérature offre plusieurs exemples de cristallisation de magnésioriebeckite ou de riebeckite à basse température, voire comme minéral authigène durant la diagenèse de roches sédimentaires sodiques. Ainsi MILTON et al. (1960) signalent de la crocidolite (magnésioriebeckite) parmi les minéraux authigènes de la formation lacustre éocène de Green River (Wyoming); leur température de formation serait inférieure à 200°C (la présence d'acmite, de cryolite, de leucosphénite et d'elpidite souligne la remarquable convergence entre les dépôts d'un lac alcalin et les produits finaux de l'évolution d'un magma agpaïtique). On connaît aussi les fameux gîtes de crocidolite (riebeckite) associés aux minerais de fer rubanés du Précambrien moyen d'Afrique du Sud et d'Australie; EUGSTER (1969) les a récemment interprétés comme provenant de la diagenèse de sédiments chimiques sodiques déposés au fond de vastes lacs alcalins. Rappelons encore le cas de la magnésioriebeckite fibreuse qui apparaît en divers points de l'hauterivien du domaine helvétique (NIGGLI et al., 1956; SCHINDLER, 1959, p. 42, et 1969, p. 157), où elle traduit probablement l'effet d'un très faible métamorphisme alpin sur des sédiments marins de composition chimique inhabituelle.

Tous ces exemples tendent à démontrer la stabilité de la riebeckite et de la magnésioriebeckite à basse pression et basse température. De même, dans les massifs Gardar, l'altération d'aegyrine et d'arfvedsonite en crocidolite (FLINK, 1901; GORDON, 1927) montre que cette dernière (c'est-à-dire le groupe riebeckite-magnésioriebeckite) représente le minéral ferro-sodique le plus stable à basse température. Ces constatations confirment les considérations théoriques de MIYASHIRO (1957).

Ces mêmes minéraux sont également stables à des températures élevées, mais alors ils se présentent dans la nature sous une forme bien cristallisée, non fibreuse, ce qui s'explique d'ailleurs aisément par des considérations ciné-

tiques¹⁰⁾. *La structure fibreuse est l'habitus préféré des amphiboles sodiques lorsqu'elles cristallisent à basse température*; la faible mobilité ionique permet alors la préservation de cette structure moins ordonnée, à plus grande énergie de surface, et par conséquent relativement instable (cf. TURNER et VERHOOGEN, 1960, p. 42 et suiv.). Bien qu'il s'agisse ici plus d'un problème de cinétique que de stabilité thermodynamique, les amphiboles sodiques montrent l'intérêt que présente l'habitus d'un minéral en relation avec les conditions physiques de sa cristallisation.

Il ressort donc que l'apparition de riebeckite-magnésioriebeckite est tout à fait normale, à basse température et basse pression, pourvu que le milieu soit suffisamment riche en sodium, et pauvre en aluminium. Car dans ces conditions, c'est moins la quantité absolue de Na qui importe pour la formation d'une amphibole sodique, que la quantité de Na non feldspathisable, donc *l'excès de Na par rapport à Al* (GOLDSCHMIDT, 1914, p. 221-222; cf. l'indice agpaïtique d'USSING, 1914). Une forte pression serait nécessaire pour que l'aluminium puisse s'incorporer en proportion importante au réseau des amphiboles sodiques, permettant alors à ces minéraux d'apparaître dans des roches sans excès de sodium (métamorphisme à glaucophane; cf. MIYASHIRO, 1957). Dans les roches à crocidolite, deux possibilités se présentent pour expliquer l'excès de sodium :

1. L'excès de sodium peut être originel; de telles roches sont plutôt rares, mais des exemples sont fournis par les dépôts de lacs alcalins et par certaines roches magmatiques.

2. Ou un enrichissement en sodium (accompagné ou non d'un lessivage d'aluminium) peut se produire au moment même de la crocidolitisation, grâce à une action métasomatique. Les gîtes de Tigssalûp ilua, Qagssimiut, et surtout Isorssua, en présentent des exemples très démonstratifs.

En Rhodésie (DRYSDALL et NEWTON, 1960) et en Bolivie (AHLFELD, 1943), ces auteurs ont également postulé un apport métasomatique de sodium dans

¹⁰⁾ La crocidolite chauffée au contact d'un filon volcanique recristallise en riebeckite d'habitus tabulaire (CILLIERS et al., 1961).

Plus intrigant est le cas, décrit par USSING (1898), de la transformation inverse d'une riebeckite en crocidolite. En effet, si l'amphibole sodique formée à haute température est toujours stable à basse température, on voit à première vue mal pourquoi elle recristalliserait en se refroidissant pour adopter un habitus fibreux. Malheureusement on ne connaît pas la composition chimique exacte des minéraux ainsi nommés par USSING; il n'est donc pas certain qu'ils appartiennent à la même « espèce » minérale.

On peut en rapprocher nos observations sur la crocidolitisation de la hornblende, qui semble parfois passer par un stade de magnésioriebeckite non fibreuse (III. 4. d.); mais dans ce cas il est plausible que l'aspect non fibreux ne soit qu'une apparence provenant de l'extrême finesse et du parallélisme rigoureux des fibrilles. De tels phénomènes mériteraient une étude chimique et cristallographique minutieuse.

les gîtes de crocidolite; mais la source de cet élément y demeure incertaine. Au Groenland, l'origine magmatique plus ou moins lointaine du sodium paraît indéniable. Des cas semblables se présentent ailleurs. Ainsi à Robertstown (Australie), la crocidolite (magnésienne) provient d'une métasomatose sodique par l'action de solutions magmatiques tardives le long d'intrusions doléritiques (WYMOND et WILSON, 1951). En Norvège, GOLDSCHMIDT (1914) décrit un exemple intéressant d'apparition de riebeckite dans des grès enrichis en sodium au contact de syénites néphéliniques; elle s'y présente surtout en cristaux bien formés (ce qui reflète probablement une température de cristallisation assez élevée), mais à leurs extrémités apparaît une variété fibreuse plus jeune. Caractérisant des paragenèses de température basse ou modérée, la crocidolite apparaît donc surtout, lorsque l'excès de sodium provient de l'influence métasomatique d'une intrusion ignée, dans la phase tardive des minéralisations sodiques où dans celles situées à une distance suffisante du foyer magmatique.

La crocidolitisation des gneiss groenlandais évoque inmanquablement les phénomènes métasomatiques sodiques qui, principalement dans les auréoles de contact des massifs de carbonatite, sont désignés depuis le remarquable travail de BRÖGGER (1921) sur le complexe de Fen en Norvège sous le nom de fénitisation¹¹). Parmi les analogies les plus frappantes, notons la présence d'amphiboles sodiques et la déquartzification des roches. Mais on peut relever aussi quelques différences significatives entre la crocidolitisation et la fénitisation; en particulier cette dernière est typiquement caractérisée par l'apparition de pyroxènes sodiques, qui manquent totalement à Isorssua et autres localités du même type; en outre, les amphiboles des fénites appartiennent généralement à des espèces (arfvedsonite, etc.) absentes des roches à crocidolite. Ces différences résultent vraisemblablement, au moins en partie, des températures en jeu: alors que la crocidolitisation est, comme nous venons de le voir, une métasomatose de température relativement basse, la fénitisation se déroule au voisinage du magma à plus de 650°C (BARTH et RAMBERG, 1966).

Tandis que la fénitisation appartient au domaine des actions métasomatiques de contact d'une intrusion carbonatitique ou alcaline, dans le rayon de son influence thermique directe, en revanche la métasomatose sodique de type

¹¹) Des intrusions et diatrèmes de carbonatites ne sont pas rares dans la province Gardar (voir EMELEUS 1964, WALTON 1965, STEWART 1970). Mais aucun de ces auteurs ne signale de fénitisation. STEWART (1970) souligne même expressément son absence, et observe à la place une importante métasomatose potassique liée à la mise en place des carbonatites; cette tendance géochimique va à l'opposé de la tendance habituelle du magmatisme Gardar. En revanche, comme nous l'avons déjà noté plus haut, FERGUSON (1964) parle de la fénitisation du granite encaissant au contact du massif syénitique alcalin d'Ilimaussa.

Isorssua en représente un effet chimique plus lointain, par l'intermédiaire des fluides hydrothermaux échappés dans les voies de pénétration facile. Les phénomènes d'albitisation-crocidolisation (« isorssuation ») décrits dans ce travail représenteraient en quelque sorte un équivalent de basse température, loin du magma source de sodium, de ce qu'est la fénitisation à haute température.

Remerciements

Plusieurs personnes nous ont aidés à réaliser ce travail, et nous tenons à leur témoigner notre vive gratitude. En particulier, nous remercions A. Berthelsen (Université de Copenhague) et S. B. Jensen (GGU, Copenhague) pour les précieuses observations qu'ils nous ont communiquées sur la crocidolite de la région d'Ivigut. Nous exprimons notre reconnaissance à R. Chessex et à M. Delaloye (Université de Genève) pour l'analyse du témoin de crocidolite et d'un échantillon de métadolérite, et tout particulièrement à G. Burri (Institut de Physique, Université de Lausanne) pour les analyses à la microsonde électronique. Nous adressons aussi nos remerciements à G. Rowbotham (Université de Durham) qui nous a envoyé d'intéressants renseignements sur une crocidolite d'Igaliko.

Nous remercions K. Ellitsgaard-Rasmussen, directeur du Grönlands Geologiske Undersøgelse (Copenhague), pour l'autorisation de publier ce travail. Enfin nous exprimons notre vive reconnaissance au Rectorat de l'Université de Lausanne et à la Société Académique Vaudoise, qui nous ont alloué de généreux subsides pour contribuer au financement de cette publication.

BIBLIOGRAPHIE

- AHLFELD, F. (1943): Los yacimientos de crocidolita en las Yungas de Cochabamba. Notas del Museo de La Plata. Geol. 8/27, 355-371.
- ALLAART, J. H., BRIDGWATER, D., and HENRIKSEN, N. (1969): Pre-quaternary geology of Southwest Greenland and its bearing on North Atlantic correlation problems. Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. 12, 859-882.
- AYRTON, S. N. (1963): A contribution to the geological investigations in the region of Ivigtut, SW Greenland. Grönlands Geol. Unders. Bull. 37.
- AYRTON, S. N., et BURRI, M. (1967): L'évolution du socle précambrien dans la région de Qagssimiut, Groenland méridional. Grönlands Geol. Unders. Bull. 66.
- BARTH, T. F. W., and RAMBERG, I. B. (1966): The Fen circular complex. In Tuttle and Gittins: Carbonatites, 225-257. J. Wiley, New York.
- BERTHELSEN, A. (1962): On the geology of the country around Ivigtut, SW-Greenland. Geol. Rdsch. 52, 269-280.
- BÖGGILD, O. B. (1953): The mineralogy of Greenland. Medd. Grönland, 149/3.
- BOMBICCI, L. (1875): Corso di mineralogia. Bologna.
- BRIDGWATER, D. (1967): Feldspathic inclusions in the Gardar igneous rocks of South Greenland and their relevance to the formation of major anorthosites in the Canadian shield. Canad. J. Earth Sci. 4, 995-1014.
- (1970): A compilation of K/Ar age determinations on rocks from Greenland carried out in 1969. Grönlands Geol. Unders. Rapp. 28, 47-55.

- BRÖGGER, W. C. (1921): Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Vidensk. Selsk. Skrifter I. Math. Nat. Kl., 9.
- CALLISEN, K. (1943): Igneous rocks of the Ivigtut region, Greenland. Pt. I. The nepheline syenites of the Grønne Dal-Ika area. Medd. Grønland 131/8.
- CILLIERS, J. J., FREEMAN, A. G., HODGSON, A., and TAYLOR, H. F. W. (1961): Crocidolite from the Koegas – Westerberg area, South Africa. Econ. Geol., 56, 1421–1437.
- DANA, J. O. (1869): A system of mineralogy. Wiley, New York.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., and ZUSSMAN, J. (1965): Rock forming minerals, vol. 2. Longmans, London.
- DRYSDALL, A. R., and NEWTON, A. R. (1960): Blue asbestos from Lusaka, Northern Rhodesia, and its bearing on the genesis and classification of this type of asbestos. Amer. Mineral. 45, 53–59.
- EMELEUS, C. H. (1964): The Grønnedal – Ika alkaline complex, South Greenland. Grönlands Geol. Unders. Bull. 45.
- EMELEUS, C. H., and HARRY, W. T. (1970): The Igaliko nepheline syenite complex. Grönlands geol. Unders. Bull. 85.
- EUGSTER, H. P. (1969): Inorganic bedded cherts from the Magadi Area, Kenya. Contr. Mineral. Petr. 22, 1–23.
- FERGUSON, J. (1964): Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland. Grönlands Geol. Unders. Bull., 39.
- (1970): The differentiation of agpaitic magmas: the Ilimaussaq intrusion, South Greenland. Canad. Mineral. 10, 335–349.
- FLINK, G. (1901): On the minerals from Narsarsuk on the Firth of Tunugdi Iarfik in Southern Greenland. Medd. Grønland, 24, 7–180.
- GIESECKE, K. L. (1910): Mineralogisches Reisejournal über Grönland 1806–13. Medd. Grönland, 35.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1914): Über einen Fall von Natronzufuhr bei Kontaktmetamorphose. N. Jb. Mineral. Beilg., 39, 193–224.
- GORDON, S. G. (1924): Minerals obtained in Greenland on the second Academy-Vaux expedition. Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, 76, 249–268.
- (1927): On arfvedsonite, riebeckite and crocidolite from Greenland. Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, 79, 193–205.
- GRESENS, R. L. (1967): Composition-volume relationships in metasomatism. Chem. Geol. 2, 47–65.
- HARRY, W. T., and PULVERTAFT, T. C. R. (1963): The Nunarssuit intrusive complex, South Greenland. Grönlands Geol. Unders. Bull. 36.
- HENRIKSEN, N. (1960): Structural analysis of a fault in South-West Greenland. Grönlands Geol. Unders. Bull. 26.
- (1969): Chemical relations between metabasaltic lavas and metadolerites in the Ivigtut area, South-West Greenland. Medd. Dansk. Geol. For., 19, 27–50.
- HINTZE, C. (1897): Handbuch der Mineralogie. Bd. II, Silicate and Titanate. Von Veit, Leipzig.
- HODGSON, A. A. (1965): The thermal decomposition of miscellaneous crocidolites. Mineral. Mag., 35, 291–305.
- JENSEN, S. B. (1966): Field work in the Frederikshab area. Grönlands Geol. Unders. Rapp. 11, 32–35.
- JOHNSTRUP, F. (1878): Gieseckes mineralogiske Rejse i Grönland. Kjöbenhavn.
- JONES, R. H. (1897): Asbestos and asbestic. Crosby Lockwood, London.
- LACROIX, A. (1922): Minéralogie de Madagascar. T. I. Challamel, Paris.

- LARSEN, O. (1966): K/Ar age determinations from western Greenland. *Grönlands Geol. Unders. Rapp.* 11, 57–67.
- MASSON, H. (1970): Géologie et pétrographie du complexe migmatitique d'Isorssua. Thèse, Univ. Lausanne.
- MASSON, H., CHESSEX, R. et DELALOYE, M. (1971): Ages «plomb total» déterminés sur des zircons de la région de Frederikshab (côte sud-ouest du Groenland). *Bull. suisse Min. Petr.* 51, 179–192.
- MILTON, C., CHAO, E. C. T., FAHEY, J. J., and MROSE, M. E. (1960): Silicate mineralogy of the Green River formation of Wyoming, Utah and Colorado. *Int. Geol. Congr.*, 21 s. (Norden), 21, 171–184.
- MIYASHIRO, A. (1957): The chemistry, optics, and genesis of the alkali amphiboles. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II*, 11, 57–83.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W., und JÄGER, E. (1956): Über ein Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). *Eclogae geol. Helv.* 467–480.
- PULVERTAFT, T. C. R. (1968): The precambrian stratigraphy of western Greenland. *Int. Geol. Congr.*, 23e s. (Czechoslovakia), 4, 89–107.
- SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. *Mat. Cart. géol. Suisse, N.F.*, 107.
- (1969): Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner-Sees. *Eclogae geol. Helv.* 62, 155–171.
- SOBOLEV, V. S., BAZAROVA, T. Y., SHUGAROVA, N. A., BAZAROV, L. S. H., DOLGOV, YU. A., and SÖRENSEN, H. (1970): A preliminary examination of fluid inclusions in nepheline, sorensonite, tugtupite and chkalovite from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland. *Grönlands Geol. Unders. Bull.* 81.
- SÖRENSEN, H. (1958): The Ilimaussaq batholith. A review and discussion. *Grönlands Geol. Unders. Bull.* 19.
- (1960): On the agpaitic rocks. *Int. Geol. Congr.*, 21 s. (Norden), 13, 319–327.
- (1966): On the magmatic evolution of the alkaline igneous province of South Greenland. *Grönlands Geol. Unders. Rapp.* 7.
- STALDER, H. A. (1966): Zwei ungewöhnliche Quarzvorkommen in den Schweizer Alpen (Blauquarz und Eisenkiesel). *Bull. suisse Mineral. Petr.* 46, 697–702.
- STEWART, J. W. (1970): Precambrian alkaline – ultramafic/carbonatite volcanism at Qagssiarssuk, South Greenland. *Grönlands Geol. Unders. Bull.*, 84.
- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, T. 2. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TURNER, F. J., and VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, New York.
- USSING, N. V. (1898): Mineralogisk-petrografiske Undersøgelser af Grönlandske Nefelinsyeniter og beslaegtede Bjaergarter. *Medd. Grönland*, 14, 1–220.
- (1912): Geology of the country around Julianehaab, Greenland. *Medd. Grönland*, 38, 1–376.
- WALTON, B. J. (1965): Sanerutian appinitic rocks and Gardar dykes and diatremes, north of Narssarssuaq, South Greenland. *Grönlands Geol. Unders. Bull.*, 57.
- WEGMANN, C. E. (1938): Geological investigations in southern Greenland. *Medd. Grönland*, 113/2.
- WYMOND, A. P., and WILSON, R. B. (1951): An occurrence of crocidolite near Robertstown, South Australia. *Trans. Roy. Soc. S. Australia*, 74, 44–48.