

LES GISEMENTS D'OXYDES DE FER ET TITANE DANS LES ROCHES ANORTHOSITIQUES DU ROGALAND (NORVÈGE MÉRIDIONALE)

par JEAN-CLAIR DUCHESNE

Laboratoire de Géologie, Pétrologie et Géochimie, Université de Liège.

RESUME

Les anorthosites de la province magmatique d'Egersund (Rogaland) et les roches qui leur sont associées renferment de nombreux gisements d'oxydes de Fe et Ti. Des travaux antérieurs ont montré la diversité des processus qui les ont engendrés. L'auteur, s'appuyant ici sur des observations microscopiques et des analyses chimiques nouvelles (éléments majeurs et traces), discute le bien-fondé d'une classification de ces gisements basée sur l'association des oxydes. Il distingue trois types de gisements selon que le minerai noir est constitué par de l'hémo-ilménite seule (type I), par l'association hémo-ilménite + magnetite pauvre en Ti (type II) ou par l'association ilménite (pauvre en Fe_2O_3) + magnétite riche en Ti (type III). D'autre part, au microscope, on observe au contact entre les deux oxydes l'existence d'un zonage de l'hémo-ilménite et le développement d'un cordon d'ilménite spinellifère. Ces microstructures montrent que les deux oxydes ont subi une réadaptation de leur composition chimique au cours de l'évolution deutérique de la roche. L'application du thermomètre et du baromètre de fugacité d'oxygène de Buddington et Lindsley ne permet donc seulement que la détermination des conditions T et f_{O_2} du dernier équilibre atteint au stade deutérique. Toute reconstitution des conditions originelles reste hypothétique puisque l'on ignore l'évolution de la fugacité d'oxygène avec la température pendant le refroidissement deutérique. Néanmoins, dans les gisements dont l'origine magmatique ne peut être mise en doute, l'étude des éléments en trace (plus particulièrement Cr, Ni et Co) montre que la succession du type I au type III s'accompagne d'une diminution de la température orthomagmatique : dans cette succession, les teneurs en Cr, Ni et Co décroissent ainsi que le rapport Ni/Co. Il est intéressant de noter que le même ordre de succession des paragenèses des oxydes est observé de la base au sommet du lopolithe stratiforme de Bjerkrem-Sogndal, ce dernier massif étant engendré par différenciation magmatique par gravité. Les implications d'ordre méthodologique sont esquissées.

INTRODUCTION

Une des principales sources de titane est actuellement constituée par les gisements d'ilménite associés aux anorthosites, tels ceux de la région du Saint-Laurent au Canada, des Adirondacks, de Madagascar, etc.

La province anorthositique du Rogaland ne fait pas exception à cette règle. De nombreux gisements d'ilménite et plus généralement de fer titané y ont été découverts. Certains sont maintenant abandonnés ; d'autres, par contre, font encore l'objet d'exploitations très importantes et en plein développement.

Les gisements d'Egersund et de Sogndal sont fréquemment et depuis longtemps cités dans la littérature (1) comme des cas typiques de concentrations titanifères (Beyschlag, Krusch & Vogt, 1914; Ramdohr, 1960; Routhier, 1963).

C'est grâce aux travaux de P. Michot (récemment synthétisés dans P. Michot, 1970 et dans J. Michot & P. Michot, 1970) que l'évolution géologique de la région a été établie. Le complexe éruptif a été divisé en plusieurs unités (Fig. 1) :

1. Le dôme anorthositique d'Egersund-Ogna et sa bordure interne de gneiss anorthosito-leuconoritiques ;
2. L'intrusion noritique de Koldal-Lakssveleffjell, ultérieurement migmatitisée notamment au sud d'Egersund où elle constitue la zone norito-granitique ;
3. Le lopolithe stratiforme de Bjerkrem-Sogndal (Bk-Sg) et l'intrusion d'Eia-Rekefjord, engendrés par la cristallisation fractionnée du magma plagioclasiq (P. Michot, 1964);
4. Les massifs complexes de Håland-Helleren et de Åna-Sira, où se développe à des degrés divers le phénomène d'anatexie leuconoritique (J. Michot, 1961).

Tableau I. — ANALYSES CHIMIQUES

| | Kyndlandsvatn | | Rödemyr | | Kaknuden | | | Jerneld | | Tellness | | Storgangen | | Eigerøy | | Hesnes | |
|------------------------------------|---------------|-------|---------|-------|-------------------|--------|--|---------|---------------------------------|--------------------|--------|---------------------|-------|-------------------|--------|-------------------|-------|
| | Ilm. | Magn. | Ilm. | Magn. | Ilm. | Magn. | | Ilm. | Magn. | Ilm. | Magn. | Ilm. | Magn. | Ilm. | Magn. | Ilm. | Magn. |
| FeO | 32,75 | 31,3 | 33,6 | 31,2 | 41,4 | 32,4 | | 31,3 | | 35,7 | 29,7 | 36,7 | 31,1 | 42,1 | 33,8 | 41,1 | 32,2 |
| MnO ... | 0,24 | 0,01 | ND | 0,014 | 0,45 | 0,070 | | 0,21 | | 0,28 | 0,013 | 0,28 | 0,006 | 0,70 | 0,33 | 0,55 | 0,14 |
| MgO | 1,97 | 0,50 | 2,1 | 0,53 | 1,8 | 0,60 | | 4,3 | | 2,8 | 1,0 | 1,97 | 0,50 | 1,4 | 0,70 | 0,91 | 0,42 |
| CaO..... | 0,04 | 0,01 | ND | 0,06 | 0,02 | 0,06 | | 0,03 | | 0,13 | 0,07 | 0,10 | 0,02 | 0,01 | 0,07 | 0,12 | 0,14 |
| ZnO..... | * | 0,04 | * | 0,03 | * | 0,11 | | * | | * | 0,16 | * | 0,04 | * | 0,21 | * | 0,26 |
| Fe ₂ O ₃ ... | 20,3 | 63,5 | 17,9 | 64,0 | 3,3 | 58,4 | | 16,8 | A B S E N T E | 11,5 | 62,3 | 13,2 | 63,5 | 2,2 | 47,6 | 4,9 | 55,2 |
| Al ₂ O ₃ ... | 0,15 | 0,98 | ND | 1,35 | 0,3 | 2,6 | | 0,1 | | 0,4 | 1,5 | 0,30 | 0,9 | 0,1 | 1,8 | 0,1 | 2,6 |
| V ₂ O ₃ ... | 0,37 | 0,01 | 0,33 | 1,20 | 0,06 | 1,1 | | 0,25 | | 0,18 | 0,75 | 0,23 | 0,91 | 0,014 | 0,38 | 0,02 | 0,32 |
| Cr ₂ O ₃ ... | 0,04 | 0,64 | * | 0,10 | * | 0,075 | | 0,36 | | 0,055 | 1,2 | 0,044 | 1,2C | * | 0,30 | * | 0,01 |
| TiO ₂ | 44,0 | 1,00 | 44,0 | 0,45 | 51,0 | 4,3 | | 46,0 | | 47,4 | 0,90 | 46,1 | 0,55 | 51,5 | 14,2 | 51,1 | 7,3 |
| SiO ₂ | 0,1 | 0,40 | ND | 0,45 | 0,2 | 0,5 | | 0,2 | | 0,9 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 0,2 | 0,6 | 0,1 | 0,5 |
| Ni..... | 0,027 | 0,055 | 0,011 | 0,027 | * | 0,025 | | 0,052 | | 0,014 | 0,36 | 0,012 | 0,058 | * | 0,009 | * | 0,006 |
| Co..... | 0,015 | 0,015 | 0,009 | 0,011 | 0,008 | 0,014 | | 0,014 | | 0,010 | 0,032 | 0,008 | 0,011 | 0,004 | 0,009 | 0,004 | 0,006 |
| S..... | * | 0,15 | ND | 0,18 | 0,15 | 0,10 | | * | | 0,22 | 2,0 | 0,20 | 0,25 | * | * | 0,30 | 0,10 |
| S = 0 | 100,00 | 99,64 | | 99,60 | 98,69 | 100,35 | | 99,62 | | 99,59 | 100,49 | 99,64 | 99,75 | 98,23 | 100,01 | 99,20 | 99,20 |
| | | 0,07 | | 0,09 | 0,07 | 0,05 | | | | 0,11 | 1,0 | 0,10 | 0,13 | | | 0,15 | 0,05 |
| Total ... | 100,00 | 99,57 | | 99,51 | 98,62 | 100,30 | | 99,62 | | 99,48 | 99,49 | 99,54 | 99,62 | 98,23 | 100,01 | 99,05 | 99,15 |
| Hém. | 21,0 | | 19,3 | | 3,4 | | | | | 12,7 | | 14,0 | | 2,3 | | 5,1 | |
| Usp | | 3,2 | | 1,5 | | 13,1 | | | | | 2,7 | | 1,7 | | 41,5 | | 22,2 |
| T°C..... | 500-550 | | 500-550 | | 600 | | | | | < 500 | | < 500 | | 670 | | 680 | |
| f _{0a} (atm) | ? | | ? | | 10 ⁻²¹ | | | | | >10 ⁻²¹ | | > 10 ⁻²¹ | | 10 ⁻²⁰ | | 10 ⁻¹⁸ | |

Fe total et Ti par spectrométrie de fluorescence X (fusion au borax).

Fe ferreux par titration au bichromate de K.

Mn, Ca, Zn, Al, Si, S par spectrométrie de fluorescence X (poudre pastillée).

Mg, V, Cr, Ni, Co par spectrographie optique.

Hém et Usp sont exprimés en pourcentage molaire et sont calculés selon la méthode de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964) en négligeant les éléments mineurs.

ND : non déterminé.

* : inférieur à la limite de détection, à savoir : 0,01 % ZnO ; 0,01 % Cr₂O₃ ; 0,003 % Ni ; 0,1 % S dans l'ilménite ; 0,05 % S dans la magnetite.

On rencontre des gisements de minerais noirs dans toutes ces unités (sauf dans le massif d'Egersund-Ogna). Celles-ci ayant des genèses souvent très différentes, il est difficile de faire appel à un processus unique pour

expliquer les gisements ; ce point a déjà été souligné par P. Michot (1939, 1956).

Dans les dix dernières années, les remarquables travaux expérimentaux de D. H. Lindsley (1962 et 1963) sur le système Fe-Ti-O-H et leur application en pétrologie par Buddington & Lindsley (1964) ont conduit à considérer le couple ilménite-magnétite comme un thermomètre et un baromètre de fugacité d'oxygène. Parallèlement progressaient les études des éléments en trace dans les séries magmatiques et plus particulièrement dans les gisements de fer titané (Lister, 1966).

D'autre part, le présent auteur a établi l'évolution des oxydes de Fe et Ti dans la différenciation du magma plagioclasiq en les étudiant dans le lopolithe de Bk-Sg (Duchesne, 1969, 1970, 1971). Il paraît donc fondé de reprendre l'étude des gisements du Rogaland au point où l'avaient laissée P. Michot (1956), A. Hubaux (1956, 1960) et I. Dybdahl (1960), à la lumière de ces nouvelles données pétrogénétiques et géochimiques.

LES GISEMENTS ET LEUR CADRE GÉOLOGIQUE

Au Rogaland, les gisements peuvent être classés en deux catégories :

1° les gisements de concentration métasomatique ;

2° les gisements de concentration magmatique, qui comprennent :

- a) les dépôts discordants,
- b) les dépôts concordants.

Pour chaque catégorie, un bref rappel du cadre géologique sera donné et quelques exemples typiques seront examinés. La terminologie utilisée dans la description des oxydes ¹ est justifiée ailleurs (Duchesne, 1970). Les analyses chimiques (éléments majeurs et traces) sont rapportées au tableau 1 ainsi que les températures et fugacités d'oxygène selon le thermo-baromètre de Buddington et Lindsley (1964).

1. Gisements de concentration métasomatique

Ils sont exclusivement localisés dans la zone norito-granitique, elle-même partie de l'intrusion de Koldal-Lakssvefjell (Fig. 1). Située au Sud d'Egersund, elle consiste en une étroite bande de direction E-W séparant le massif d'Egersund-Ogna et celui de Håland-Helleren.

P. Michot (1955, 1960) a montré la grande complexité lithologique de cette unité, complexité qui est l'expression des différents stades de la transformation par voie métasomatique d'une norite magmatique qui, soumise à une migmatitisation granitique, engendre la formation d'anorthosites métasomatiques et d'un front ferro-magnésien dans lequel sont présents des gisements d'ilménite. Toute une série de petits gisements s'échelonnent le long de cette zone.

Commencée par P. Evrard (1944) dans la mine de Håland, l'étude des minerais noirs a été menée ensuite par A. Hubaux (1956, 1960), qui en a fait l'étude détaillée des modes de gisement et s'est attaché à les mettre en relation avec le stade de transformation métasomatique du substrat noritique. On examinera ici trois de ces gisements, dans lesquels les oxydes présentent les caractères suivants :

Mine du Kydlandsvatn : Filon d'hémo-ilménite ; magnetite homogène en quantité subordonnée ;

Mine de Rødemyr : Filon bréchique d'hémo-ilménite et magnetite homogène ;

Mine du Kaknuden : Amas formé d'ilménite homogène et de magnétite en treillis, riche en spinelle.

¹ Hémo-ilménite : ilménite avec démixtions d'hématite (plus de 7 à 9 % mol Hém)

Ilménite homogène : sans démixtion d'hématite (moins de 7 % mol Hém).

Magnétite homogène : très pauvre en Ti ; pas ou très peu de lamelle d'ilménite dans les plans [111] de la magnétite.

Magnétite en treillis : intercroissance de magnétite et d'ilménite, celle-ci formant un réseau de lamelles dans les plans [111] de la magnétite.

Magnétite en tissu : intercroissance de magnétite et d'ilménite microlamellaire, celle-ci résultant de l'oxydation subsolvus d'ulvö-spinelle préalablement démixté dans les plans [100] de la magnétite.

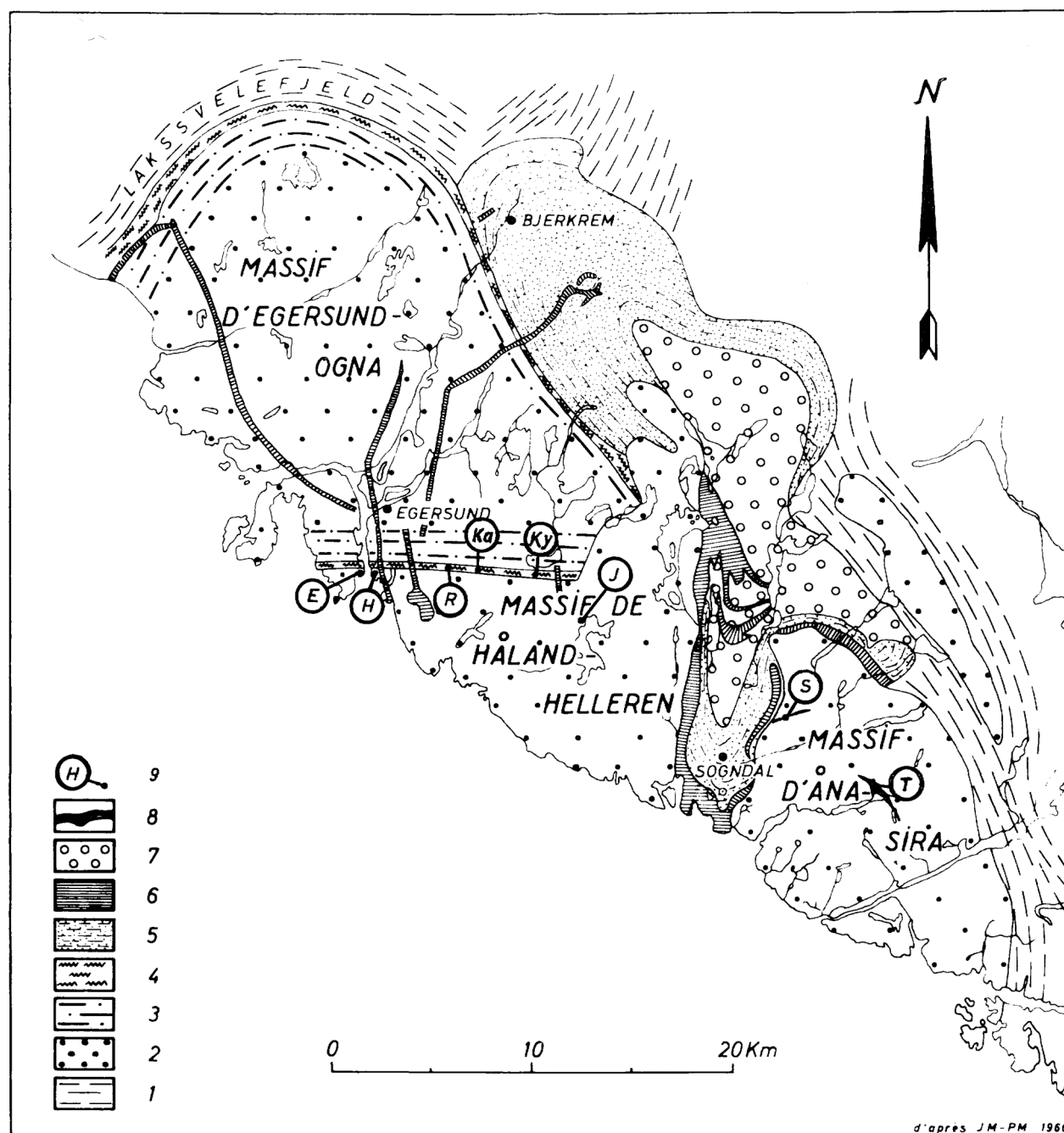


Fig. 1. — Le complexe éruptif du Rogaland et la situation des gisements de fer titané étudiés ici. (d'après J. MICHOT & P. MICHOT, 1970).

- 1 : Gneiss de l'enveloppe.
 - 2 : Anorthosites (y compris les leuconorites d'origine anatectique des massifs de Håland-Helleren et de Åna-Sira).
 - 3 : Gneiss de bordure du massif d'Egersund-Ogna.
 - 4 : Intrusion de Koldal-Lakssvelefjell (comprenant la zone norito-granitique).
 - 5 : Phases leuconoritiques et monzonoritiques du massif de Bjerkrem-Sogndal.
 - 6 : Intrusion d'Eia-Rekefjord et dykes associés.
 - 7 : Phase mangéritique du massif de Bjerkrem-Sogndal.
 - 8 : Gisements d'ilménite de Tellness (T) et du Storgangen (S).
 - 9 : Situation des autres gisements étudiés:
- J : Jerneld ; Ky : Kydlandsvatn ; Ka : Kaknuden ; R : Rødemyr ; H : Hesnes ; E : Eigerøy.

2. Gisements de concentration magmatique

Ce sont de loin les gisements les plus importants de toute la région. Ils sont engendrés par différenciation du magma plagioclasique ou des liquides préalablement formés par anatexie leuconoritique.

a) Les gisements discordants. — On les rencontre dans les massifs de Håland-Helleren et de Åna-Sira dans lesquels s'est développé à des degrés divers un processus d'anatexie leuconoritique, lequel conduit, par fusion, à l'individualisation d'un jus leuconoritique dont l'expulsion laisse *in situ* un matériau solide de composition anorthositique (anorthosite para-anatexitique).

Dans ces massifs, nous examinerons les gisements suivants :

Filon d'Eigerøy : C'est un petit filon nettement discordant vis-à-vis de la leuconorite gneissique encaissante. Localement, le minerai renferme une quantité importante d'apatite (env. 50 % en poids). Une magnétite en tissu riche en Ti est le minerai opaque dominant, l'ilménite (homogène) étant accessoire ;

Mine de Hesnes : Amas discordant dans une leuconorite anatexitique. Le minerai est riche en apatite, de texture souvent finement rubanée ; une magnétite en treillis, riche en spinelle, est associée à une ilménite homogène.

Les gisements de ce type sont interprétés par P. Michot (1956) comme des produits tardifs de la cristallisation du liquide leuconoritique, préalablement individualisé par voie anatexitique ;

Mines de Jerneld : Réseau complexe de filons et de filonnets d'hémo-ilménite dans l'anorthosite para-anatexitique du massif de Helleren. La magnétite est absente dans ces minéralisations ;

Gisement du Storgangen : Filon de 3 km de long et d'environ 50 m d'épaisseur (dans le massif de Åna-Sira), constitué de norites lito-rubanées très riches en ilménite (« Ilmenit-Norit » de Vogt, 1893), intrusif dans l'anorthosite du massif d'Åna-Sira. Le minéral noir essentiel est de l'hémo-ilménite ; la magnétite, homogène, n'est présente qu'en quantité accessoire.

Gisement de Tellness : Lentille de norite de 3 km de long, intrusive dans l'anorthosite du massif de Åna-Sira. Le minerai est une norite à olivine titrant 18 % TiO_2 environ. Le minéral opaque principal est une hémo-ilménite ; la magnétite, en quantité secondaire, est homogène ; du spinelle alumineux y est présent en démixtions grossières mais peu nombreuses ; des sulfures complexes (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, cubanite, bravoïte) y sont relativement abondants.

Ces deux derniers gisements sont exploités à l'heure actuelle par la Société Titania A/S qui en a publié des cartes géologiques détaillées (Dybdahl, 1960 ; voir aussi Routhier, 1963, p. 700 et 704).

b. Les gisements concordants. — Dans le massif stratiforme de Bjerkrem-Sogndal, les deux horizons de norites rubanées de Stromstad et de Ualand (P. Michot, 1960) et le faisceau de Ørslund (Duchesne, 1969, p. 19 et 56) constituent des réserves immenses d'un minerai à faible teneur.

Ces roches sont des accumulites dans lesquelles la concentration préférentielle de certains minéraux dans des couches ou des rubans est classique (Wager & Brown, 1968). L'étude de tels gisements est donc indissociable de celle des oxydes considérés comme constituants normaux des roches. Cette question, qui a fait l'objet d'études détaillées (Duchesne, 1969, 1970, 1971), ne sera abordée ici que dans la mesure où elle est susceptible d'expliquer la genèse des gisements discordants.

ESSAI DE CLASSIFICATION BASÉE SUR LA PARAGENÈSE DES OXYDES DE Fe ET Ti

Il ressort clairement des données microscopiques et chimiques que l'on peut distinguer, quelle que soit l'origine métasomatique ou magmatique, trois types d'association ou paragenèse des oxydes de Fe et Ti :

Type I : hémo-ilménite seule ;

Type II : hémo-ilménite + magnétite homogène (pauvre en Ti) ;

Type III : ilménite homogène (pauvre en Fe_2O_3) + magnétite riche en Ti.

On trouve des intermédiaires entre les types II et III par augmentation de la teneur en Ti de la magnétite et diminution simultanée du contenu en Hém de l'ilménite.

Dans les gisements où ilménite et magnétite coexistent, l'application du thermomètre de Buddington & Lindsley (1964) donne pour le type II une température inférieure à 550 °C et, pour le type III, d'environ 650 °C.

Si on considère que les températures mesurées pour les gisements du Storgangen et du Kydlandsvatn (type II) sont les températures de mise en place, on aboutit à une contradiction flagrante avec l'évolution géologique régionale établie par P. Michot (1960). Ces deux gisements sont en effet recoupés par des dykes contemporains de l'intrusion d'Eia-Rekefjord, celle-ci étant elle-même antérieure aux mangérites du lopolithe de Bjerkrem-Sogndal. Dans ce dernier massif, la cristallisation est contemporaine d'une phase de déformation et de migmatitisation des gneiss de la couverture à une température régionale d'au moins 660 °C (faciès mangéritique de P. Michot, 1951). La température mesurée ne peut par conséquent être la température de mise en place des gisements.

Par ailleurs, l'examen microscopique montre toujours, au contact entre les deux oxydes, le développement soit d'un cordon d'ilménite spinellifère, soit d'un zonage de l'hémo-ilménite, soit des deux phénomènes simultanément. Ces microstructures montrent (Duchesne, 1970) qu'une réaction d'échange est intervenue pour modifier les compositions chimiques originelles des oxydes². Ce phénomène que nous avons proposé d'appeler « réadaptation deutérique » tend à maintenir l'équilibre entre ilménite, magnétite et une phase fluide interstitielle pendant l'évolution sub-solidus de la roche. La réaction d'échange est contrôlée par la fugacité d'oxygène. L'évolution de celle-ci avec la baisse de température au stade deutérique est difficile à reconstituer. Elle dépend notamment des possibilités d'échange de matières volatiles entre le gisement et les roches encaissantes.

En résumé, l'évolution géologique régionale et l'existence de microstructures de contact s'accordent pour montrer que les températures mesurées par le thermomètre de Buddington & Lindsley ne sont pas les températures de mise en place mais celles, plus basses, atteintes à la fin de la réadaptation deutérique, phénomène sous le contrôle de T et f_{O_2} . Les températures et les fugacités d'oxygène caractérisant les conditions de mise en place ne peuvent pas être reconstituées parce qu'on ignore la fonction liant T et f_{O_2} au stade deutérique. Il n'est donc pas possible de classer les gisements sur la base des températures ainsi obtenues.

Les manifestations deutériques ne se limitent pas à une simple réadaptation des compositions par réaction d'échange. Une oxydation complète de l'ulvö-spinelle contenu dans la magnétite est aussi toujours observée (Duchesne, 1970). Comme cette oxydation se produit même si la magnétite n'est pas en contact avec l'ilménite, on doit invoquer l'intervention d'un agent oxydant extérieur au système ilménite-magnétite, en l'occurrence l'oxygène des fluides magmatiques. Par conséquent, le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} que finalement on mesure dans un minerai contenant de la magnétite peut être beaucoup plus faible que le rapport initial.

Ce paramètre doit par conséquent être lui aussi rejeté en tant que critère de classification.

Si on se limite à l'examen des gisements magmatiques discordants, qui ont à l'origine de leur formation des processus de différenciation magmatique, on peut se référer au modèle de différenciation magmatique que constitue le massif stratiforme de Bjerkrem-Sogndal.

On a constaté (Duchesne, 1969, 1971) que, de la base au sommet de ce massif, les oxydes sont constitués d'abord par une hémo-ilménite seule, suivie ensuite par une hémo-ilménite accompagnée d'une magnétite homogène (pauvre en Ti) passant progressivement à une ilménite homogène associée à une magnétite riche en Ti. On a pu vérifier que, là où ilménite et magnétite coexistent, l'association hémo-ilménite + magnétite homogène provient de la réadaptation deutérique d'une association formée à plus haute température que l'association ilménite homogène + magnétite riche en Ti, qui lui fait suite stratigraphique-ment. Enfin, on a pu retracer l'évolution des éléments en trace au cours de la cristallisation fractionnée du magma et en particulier on a montré l'ampleur de la décroissance des teneurs en Cr, Ni et Co et du rapport Ni/Co. La valeur de ces éléments en trace comme paramètre de différenciation a été soulignée.

² KRAUSE *et al.* (1970) observent les mêmes cordons dans le minerai du Blåfjell (massif de Åna-Sira, Rogaland) et proposent une autre explication : la résorption de la magnétite par l'ilménite. Nous avons développé ailleurs (DUCHESNE, 1970) pourquoi on peut considérer ces cordons comme identiques aux « external granule exsolutions » de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964).

La considération des teneurs en Cr, Ni et Co dans les oxydes des gisements discordants permet par conséquent de les classer par température de formation décroissante. On obtient ainsi la succession suivante (qui est aussi celle rapportée au tableau I) : Jerneld, Tellness, Storgangen, Eigeroy et Hesnes.

On constate de plus une diminution du Mg dans les ilménites, ceci en accord avec l'appauvrissement en Mg des liquides résiduels de Bjerkrem-Sogndal. Les teneurs en Zn et en Al des magnétites de ce massif augmentent dans la presque totalité de la succession par température décroissante. Pareille tendance est observée ici aussi, sauf dans Tellness où la magnétite, riche en Zn et Al, s'apparente plutôt par cet aspect à Eigeroy et à Hesnes. Les raisons de cette anomalie n'apparaissent pas clairement. Les comportements de Zn et Al dans les magnétites de Bjerkrem-Sogndal au stade orthomagmatique et au cours de l'évolution deutérique sont encore relativement mal expliqués. D'autre part, le rapport Sr/Ca du plagioclase de Tellness (Duchesne, 1968), beaucoup plus élevé que partout ailleurs, la présence d'olivine et de sulfures abondants contribuent à donner à ce gisement une physionomie bien particulière.

Enfin, Mn et V dans l'ilménite et la magnétite montrent une forte corrélation avec les éléments majeurs auxquels ils se substituent (Duchesne, 1969, 1971). Ils ne sont par conséquent pas plus utiles que ces derniers comme indicateurs du stade de différenciation.

La succession par température décroissante adoptée sur la base des teneurs en Cr, Ni et Co correspond sur le plan de l'association des oxydes à la succession des types I à III. Dans les gisements du type III (Eigeroy et Hesnes), on constate cependant que l'association formée à plus basse température, à savoir Hesnes, n'est pas celle dans laquelle la magnétite est la plus riche en Ti. Le caractère plus tardif de Hesnes par rapport à Eigeroy est par ailleurs confirmé par l'étude des terres rares dans les apatites associées au minerai dans les deux gisements. L'apatite de Hesnes est plus riche en terres rares que celle d'Eigeroy et cet enrichissement, ainsi que nous l'avons montré dans Bjerkrem-Sogndal (Duchesne, 1969), est caractéristique d'un stade plus avancé de différenciation. Ceci montre donc que les phénomènes deutériques peuvent avoir eu des effets différents dans le massif de Bjerkrem-Sogndal et dans les gisements et que la succession des paragenèses des oxydes observée dans Bjerkrem-Sogndal n'est pas nécessairement transposable ailleurs.

En définitive, dans le cadre des liquides anatectiques individuels dont ils proviennent, Jerneld correspondrait à un stade très précoce de la cristallisation fractionnée, Storgangen viendrait ensuite, enfin Eigeroy et Hesnes se seraient formés plus tardivement.

Cette méthode d'étude basée sur la comparaison avec Bjerkrem-Sogndal, peut être étendue à d'autres gisements que ceux reconnus ici, notamment aux minerais noritiques pegmatitiques de la mine du Blåfjell (massif de Åna-Sira-Rogaland) sur lesquels Krause *et al.* (1970) ont récemment publié une série de données minéralogiques et géochimiques touchant aussi bien les oxydes que leur gangue. Ils ont montré que la minéralisation, hétérogène, consiste en deux variétés. Dans la première, de l'hémo-ilménite (à démixtions très grossières) est associée à un plagioclase (An_{43}) et à une bronzite ; le Cr et le Ni sont des éléments en traces relativement fort abondants. Dans la seconde variété, de l'hémo-ilménite (à démixtions très fines) coexiste avec une magnétite pauvre en Ti, un plagioclase antiperthitique (An_{32-35}), un hypersthène, une augite et une apatite. Pour le présent auteur, il s'agit de minerais respectivement de types I et II. Des associations minéralogiques en tous points identiques se retrouvent dans le massif de Bjerkrem-Sogndal où la première variété correspond aux anorthosites et leuconorites de la base du massif et la seconde variété aux norites de la partie supérieure de la phase leuconoritique (P. Michot, 1964, fig. 4; Duchesne, 1969, fig. 4 ; Duchesne, 1971). Ceci confirme donc que les deux variétés observées au Blåfjell correspondent à deux stades successifs d'évolution des liquides magmatiques par cristallisation fractionnée.

Quant aux gisements de la zone norito-granitique, leur origine met en cause des phénomènes métasomatiques qui sont d'une complexité beaucoup plus grande que les phénomènes strictement magmatiques. Des données supplémentaires doivent donc être réunies et la méthode de travail devra nécessairement être adaptée en conséquence, avant qu'une interprétation puisse être tentée. Cependant, on ne peut manquer d'être frappé, dès à présent, par la convergence géochimique totale qui apparaît entre le minerai du Kydlandsvatn et celui du Storgangen.

CONCLUSIONS

En ce qui concerne les gisements magmatiques, l'individualisation des oxydes de fer titanés en masses discordantes se produit donc à tous les stades de la différenciation magmatique. Il faut par conséquent faire appel à un mécanisme de mise en place qui soit actif quel que soit le stade atteint. Un processus de *filter-press*, déjà

invoqué par F. F. Osborne (1928), paraît à l'heure actuelle toujours satisfaisant.

De la comparaison avec le massif de Bjerkrem-Sogndal, il ressort que la méthode la plus adéquate, pour évaluer le stade de différenciation atteint dans un gisement, est l'utilisation des éléments en trace (en particulier Cr, Ni et Co) et, le cas échéant, de l'association des minéraux de la gangue. L'utilisation de la paragenèse des oxydes — sauf dans le type I où l'ilménite est seule — est dangereuse, puisque la réadaptation deutérique a modifié les compositions chimiques originelles et que, dans des gisements présentant au départ les mêmes paragenèses des oxydes, cette influence n'a pas nécessairement été identique.

Références

- BEYSCHLAG F., KRUSCH P. & VOGT J. H. L. (1914) : Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. F. Enke, éd., Stuttgart.
- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY D. H. (1964) : Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5, p. 310-357.
- DUCHESNE J.-C. (1968) : Les relations Sr-Ca et Ba-K dans les pla-gioclases des anorthosites du Rogaland méridional. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 90, p. 643-656.
- DUCHESNE J.-C. (1969) : Les minerais noirs dans le massif magmatique stratiforme de Bjerkrem-Sogndal (Rogaland) et leur évolution dans la différenciation. Thèse Doct. Sci., Univ., Liège (inédite).
- DUCHESNE J.-C. (1970) : Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the South-Rogaland anorthositic complex (Norway). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 93, p. 52-544.
- DUCHESNE J.-C. (1971) : Iron-Titanium Oxide Minerals in the Bjerkrem-Sogndal Massif, Southwestern Norway. *J. Petrol.*, (sous presse).
- DYBDAHL I. (1960) : Ilmenite deposits of the Egersund anorthosite complex. *Norges geol. Unders.*, 212 m, p. 48-53.
- EVRAUD P. (1944) : L'ilménite de Haaland, région d'Egersund (Norvège). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 67, p. 110-132.
- HUBAUX A. (1956) : Différents types de minerais noirs de la région d'Egersund (Norvège). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 79, p. 203-215.
- HUBAUX A. (1960) : Les gisements de fer titane de la région d'Egersund, Norvège. *Neues Jb. Min. Abh.*, 94, p. 926-992.
- KRAUSE H. & ZEINO-MAHMALAT R. (1970) : Untersuchungen an Erz und Nebengestein der Grube Blafjell in SW-Norwegen. *Norsk Geol. Tidss.*, 50, p. 45-88.
- LINDSLEY D. H. (1962) : Investigations in the system FeO-Fe₂O₃-TiO₂. *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 61, p. 100-106.
- LINDSLEY D. H. (1963) : Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. *Ibid.* 62, p. 60-66.
- LISTER G. F. (1966) : The composition and origin of selected iron-titanium deposits. *Econ. Geol.*, 61, p. 275-310.
- MICHOT J. (1961) : Le massif complexe anorthosito-leuconoritique de Haaland-Helleren et la palingénèse basique. *Acad. roy. De Belg.*, Cl. des Sci. Mém., Coll. in-4°, 2^e sér., t. XV, fasc. I, 95 p.
- MICHOT J. & MICHOT P. (1970) : The South Rogaland igneous complex (South Western Norway), in : « Origin of anorthosite and related rocks » Y. W. Isachsen, éd. *N. Y. State Mus. Sci. Serv. Mem.*, 18, p. 399-410.
- MICHOT P. (1939) : Les gisements d'ilménite de la région d'Egersund et de Bjerkrem (Norvège). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 63, p. 80-83.

MICHOT P. (1951) : Essai sur la géologie de la catazone. *Bull. Acad. roy. Belgique*, Cl. des Sci., 5^e sér., 37, p. 260-276.

MICHOT P. (1955) : Anorthosites et anorthosites. *Bull. Acad. roy. de Belgique*, Cl. des Sci., 5^e sér., 41, p. 275-294.

MICHOT P. (1956) : Les gisements de minerais noirs de la région d'Egersund. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 79, p. 183-202.

MICHOT P. (1960) : La géologie de la catazone : le problème des anorthosites, la paléogénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvège méridionale). *Norges Geol. Unders.*, 212 g, 54 p.

MICHOT P. (1970) : The geological environment of the anorthosites in South Rogaland (Norway), in : « Origin of anorthosite and related rocks ». Y. W. Isachsen, éd. *N. Y. State Mus. Sci. Serv. Mem.*, 18, p. 411-423.

OSBORNE F. F. (1928) : Certain titaniferous magnetite deposits and their origin. *Econ. Geol.* 23, p. 724-761 & 895-922.

RAMDOHR P. (1960) : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen (3^e éd.). Akad. Verlag, éd., Berlin, 1089 p.

ROUTHIER P. (1963) : Les gisements métallifères. Masson & Cie, éd., Paris.

VOGT J. H. L. (1893) : Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiations Prozesse in basischen Eruptivmagmata. *Z. für prakt. Geol.*, p. 4-11.

WAGER L. R. & BROWN G. M. (1968) : Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, éd., Londres.

Observations

M. SHAW : Je voudrais signaler la présence d'une zone d'enrichissement en fer et en titane autour de l'anorthosite de Parry Sound (Ontario). On croit que le déplacement de ces éléments a eu lieu sous l'influence des composants volatils, pendant la scapolitisation des plagioclases.

J. GEFFROY demande à J.-C. Duchesne s'il considère la transformation de la pyrrhotine en FeS₂ comme un phénomène profond ou supergène.

J.-C. DUCHESNE précise qu'il s'agit d'une transformation hypogène.

J. MICHOT : Les associations deutériques décrites par J.-C. Duchesne sont interprétées comme résultant d'un processus terminal, à basse température, de l'évolution magmatique. Ces associations ne sont cependant pas limitées aux unités magmatiques ; on les observe également dans les ensembles métamorphiques et métasomatiques. Dès lors, ne pourraient-elles correspondre à un phénomène distinct de l'histoire magmatique proprement dite, phénomène dont on pourrait voir la trace dans les structures cataclastiques que révélaient les diapositives ?

J. MARTIGNOLE exprime l'hypothèse qu'une partie du massif d'anorthosite de Morin, engagée dans des mouvements tectoniques, a vu ses plagioclases magmatiques repris par une recristallisation qui a eu pour résultat l'expulsion des oxydes. Je voudrais signaler, qu'en ce qui concerne la Norvège méridionale, j'ai pu mettre en évidence un phénomène semblable. Dans ce dernier cas cependant, la mobilisation des éléments ferromagnésiens et des oxydes en particulier, n'a pu atteindre l'ampleur qu'on lui connaît que par suite du développement d'un processus anatectique responsable de l'individualisation de l'eutectique plagioclase-hypersthène minerais noirs à partir duquel finalement ont pu se concentrer les amas de minerais.