

EVOLUTION DU MASSIF ANORTHOSITIQUE DE VASKOJOKI, FINLANDE DU NORD.¹

par

B. MOREAU²

(3 figures, 2 tableaux)

RESUME.- Le massif d'anorthosite de Vaskojoki se situe au contact chevauchant de l'arc des granulites de Laponie sur la ceinture de la Tanajoki (Finlande du Nord). Les grands types pétrographiques qui le constituent résultent d'une différenciation par cristallisation fractionnée : les roches les plus mafiques se trouvant en bordure du massif, les anorthosites au centre. Le magma parent proviendrait du manteau ou de la base de la croûte. Le massif présente une forme en dôme déversé vers l'Ouest. Sa mise en place et sa consolidation sont soit antétectonique soit syntectonique. Il subit une évolution métamorphique en deux stades rétrogrades à l'intérieur du faciès granulite.

ABSTRACT.- The anorthosite massif of Vaskojoki is located at the limit between the granulite belt ("Arc des granulites") and the Tanajoki metavolcanic belt (Northern Finland) ; this limit corresponds to an eastward dipping thrust plane. The main rock types of this anorthosite complex are the result of differentiation by fractional crystallization : the most mafic rocks constitute the outer zones whilst the anorthosites form the central part of the massif. The parental magma originated from the partial melting of the mantle or of the basal crust. The massif has a dome-like appearance with overturning towards the West. Its emplacement and cooling are either pre- or syntectonic. It has undergone a retrograde metamorphic evolution in two stages within the granulite facies.

Le massif anorthositique de Vaskojoki (Laponie finlandaise ; fig. 1) est de loin, avec une superficie de 250 km², le plus grand des sept massifs affleurant dans cette région. Quatre d'entre eux, dont celui de Vaskojoki, jalonnent sur plus de 250 km un contact tectonique majeur séparant la ceinture granulitique de Laponie à l'Est et la ceinture de la Tanajoki à l'Ouest. Ces unités, ainsi que le craton d'Inari au Nord-Est et le craton de Laponie méridionale au Sud-Ouest, constituent l'ensemble du socle nord de la Finlande, dont l'évolution géologique a été présentée récemment par Merilainen (1976). L'âge du massif de Vaskojoki, obtenu par la méthode U-Pb sur zircon, est d'environ 1900 M.A. (Peucat in Moreau, 1980).

même surmonte la ceinture de la Tanajoki. Cette déformation se complique au cours d'une phase ultérieure par l'apparition de failles ductiles et par des plis déversés vers l'Est (Barbey *et al.*, 1977).

Dans l'ensemble du socle nord, la foliation régionale est de direction nord-sud dans la partie nord ; elle s'incurve progressivement pour prendre une orientation est-ouest au Sud.

Au voisinage du massif de Vaskojoki (fig. 2), la foliation régionale dans la ceinture des granulites contourne et moule le massif d'anorthosite, tandis que dans les amphibolites de la ceinture de la Tanajoki, cette foliation conserve une direction nord-sud constante.

1.- STRUCTURE

Les traits structuraux dominants du socle nord s'expriment par le développement d'une foliation régionale intense et par d'importants chevauchements vers l'Ouest (Sahama, 1933, 1935 ; Kranck, 1936 ; Eskola, 1941, 1952 ; Von Gaertner, 1962 ; Merilainen, 1959, 1976). C'est ainsi que, d'Est en Ouest, le craton d'Inari surmonte la ceinture des granulites, qui elle-

1. Manuscrit reçu le 7 juillet 1981, Communication présentée le 1 décembre 1981.

2. Institut de Géologie - Université de Rennes
35042 RENNES CEDEX France.

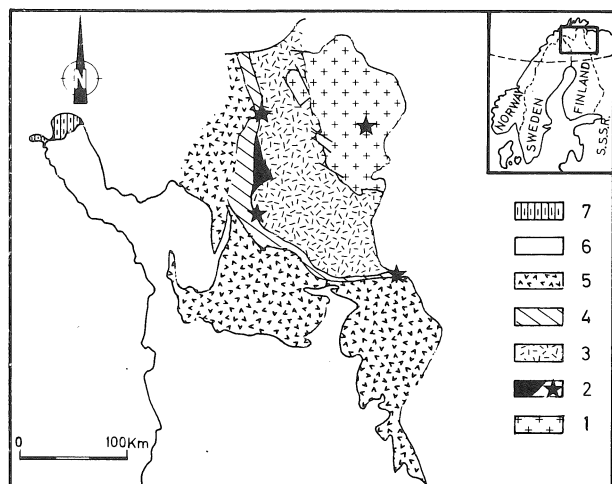


Figure 1.— Carte des principales unités structurales de la Finlande du Nord.

1. Le craton d'Inari ;
2. Les massifs d'anorthosite ;
3. La ceinture des granulites ;
4. La ceinture de la Tanajoki ;
5. Le craton de Laponie méridionale ;
6. Les svécocaréliides ;
7. Les calédonides.

A l'intérieur du massif, la foliation est matérialisée principalement par des lentilles de minéraux mafiques sous forme de flammèches. Il existe également d'autres structures planaires : bancs de composition différente d'origine magmatique, débit en dalles dans les niveaux de même composition.

Ces structures planaires sont parallèles entre elles et montrent des pendages orientés vers l'extérieur du massif, sauf près de la bordure ouest où ils pendent vers l'intérieur. Elles mettent ainsi en évidence une forme en dôme déversé vers l'Ouest.

Ces structures sont conformes avec le contact et avec la foliation à l'extérieur du massif. Cette foliation externe est, rappelons-le, d'extension régionale et n'est donc pas localisée aux abords immédiats du massif.

2.- PETROGRAPHIE

Le massif est constitué de différents types de roches que l'on peut définir par leur indice de colo-

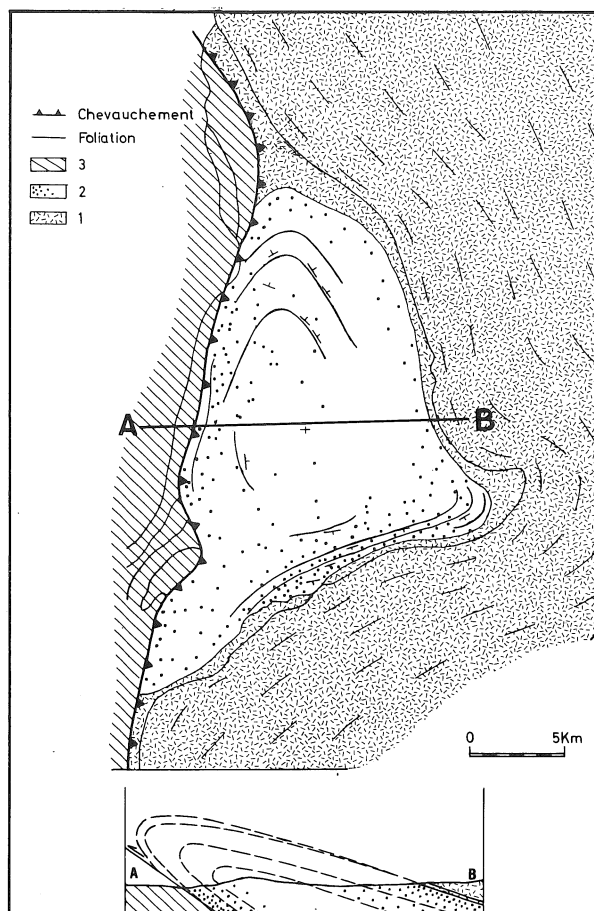


Figure 2.— Carte géologique du massif de Vaskojoki et de son contexte.

1. La ceinture des granulites ;
2. Le massif de Vaskojoki (La densité du figuré représente la proportion des minéraux mafiques) ;
3. La ceinture de la Tanajoki.

ration. Celui-ci augmente progressivement depuis le coeur du massif jusqu'à sa périphérie.

Quoique les roches soient métamorphisées et devraient être précédées du préfixe "méta", pour simplifier, elles seront ici désignées selon la terminologie magmatique, en adoptant la nomenclature de Buddington (1939).

Il est possible de distinguer, au centre du massif, les anorthosites (de 0 à 10 % de minéraux mafiques), puis une large couronne d'anorthosites galbroïques (10 à 22,5 % de minéraux mafiques) et de gabbros anorthositiques (22,5 à 35 % de minéraux mafiques) et, dans la partie externe, de rares gabbros.

Les minéraux essentiels sont le plagioclase et l'amphibole (hornblende commune) qui dessinent une structure granoblastique à grain fin (0,1 à 3 mm environ). A côté de ces deux constituants et quel que soit le type pétrographique, apparaissent en quantité accessoire : grenat, orthopyroxène, clinopyroxène, minéraux opaques et beaucoup plus rarement, biotite, apatite et sphène. Tous ces minéraux sont le résultat de cristallisations métamorphiques et aucune texture magmatique originelle ne subsiste.

L'étude pétrographique permet de mettre en évidence différentes paragenèses et d'établir une évolution métamorphique en deux stades :

1^{er} stade.

La présence de grenat en inclusion dans le plagioclase et de reliques de clinopyroxène laisse supposer que ces deux minéraux étaient en équilibre et constituaient une première paragenèse correspondant aux conditions du faciès granulite de haute pression (Winkler, 1979).

2^{ème} stade.

Il correspond à la paragenèse dominante ; il s'agit de l'association plagioclase (An₅₅₋₇₀) - hornblende verte. En équilibre avec ces deux minéraux, on observe parfois de l'orthopyroxène. Ceci permet de situer le second stade toujours dans le faciès granulite mais dans des conditions de P et T moins élevées.

Très localement, la paragenèse précédente est parfois légèrement déstabilisée : apparaissent alors des minéraux du faciès des schistes verts tels que chlorite, calcite ou épidotes. Cette étape accessoire dans l'évolution d'ensemble, serait plus tardive (calédonienne ?).

La succession des deux stades principaux semble traduire une évolution continue dans les conditions P et T caractérisant un métamorphisme rétrograde contemporain d'une déformation régionale.

Cette évolution métamorphique est tout à fait comparable à celle décrite dans les unités tectoniques voisines, à savoir la ceinture des granulites (Barbey *et al.*, 1980) et celle de la Tanajoki (Moreau, 1980).

3.- VARIATIONS GEOCHIMIQUES

L'ensemble des roches du massif de Vaskojoki, dont les analyses moyennes groupées selon le type pétrographique sont représentées dans le tableau 1, montre

un caractère basique avec des teneurs en SiO₂ comprises entre 47 et 53 %^o. Les anorthosites se caractérisent par leur richesse en Al₂O₃ (> 30 %^o). Cette teneur ainsi que celle en calcium diminuent depuis les anorthosites jusqu'aux gabbros ; à l'inverse, Fe₂O_{3T}, MgO et TiO₂ augmentent. Dans chaque groupe pétrographique, les variations en SiO₂ peuvent être importantes ; en particulier dans les anorthosites où elles sont liées à la variation de la composition du plagioclase (An compris entre 55 et 70 %^o) et dans les gabbros où elles sont liées à des variations du pourcentage des minéraux mafiques.

Les éléments en trace Rb, Zr, Y, Nb, Ni, Co, V Cr augmentent depuis les anorthosites jusqu'aux gabbros. Par contre, Sr est beaucoup plus abondant dans les anorthosites que dans les autres roches.

Les spectres normalisés des terres rares (fig. 3 ; tab. 2) sont tous sensiblement parallèles. Les teneurs augmentent depuis les anorthosites jusqu'aux gabbros et corrélativement l'anomalie positive en europium diminue jusqu'à disparaître. Des observations identiques ont été faites sur d'autres massifs anorthositiques comme ceux de la Province du Rogaland en Norvège (Duchesne et Demaiffe, 1978) et ceux des Adirondacks, du Nain et du Burwash au Canada (Simmons et Hanson, 1978). A noter que l'anomalie positive en europium dans les roches anorthositiques et l'absence d'anomalie négative

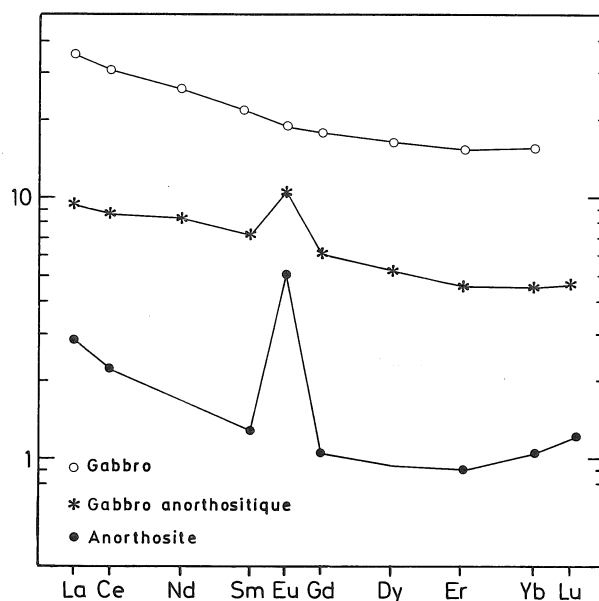


Figure 3.- Spectres de terres rares normalisés aux chondrites de trois types de roches du massif de Vaskojoki.

dans le gabbro peuvent s'expliquer de deux façons : soit que le liquide parent de l'ensemble des roches pouvait avoir une anomalie positive en europium, soit que le dernier liquide résiduel formant les gabbros ne s'est pas totalement séparé de la phase cumulée précédente encore riche en plagioclase.

Les données radiométriques obtenues sur les roches du massif permettent d'obtenir un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0,7017 et 0,7025.

4.- DISCUSSION SUR L'EVOLUTION DU MASSIF DE VASKOJOKI.

A.- PETROGENESE

La séparation et la disposition des différents types de roches du massif, la variation des éléments majeurs et en trace, de même que le parallélisme des spectres et l'augmentation des teneurs en terres rares des anorthosites aux gabbros laissent supposer que le processus de différenciation est la cristallisation fractionnée.

Un modèle de cristallisation peut être établi à l'aide des terres rares, reposant sur la loi de Rayleigh (1896) et en appliquant l'équation $C = C_0 F^{(D-1)}$. On peut ainsi obtenir par le calcul les taux de cristallisation correspondant aux différents types de roches du massif ; un contrôle à l'aide des éléments majeurs (en particulier Al_2O_3) permet de vérifier la fiabilité du modèle obtenu (Moreau, 1980). Celui-ci rend compte du comagmatisme des différents types de roches constituant le massif ainsi que de leur ordre de cristallisation. Les anorthosites apparaissent en premier lieu, ensuite cristallisent les anorthosites gabbroïques, les gabbros anorthositiques et enfin les gabbros. La différenciation peut avoir lieu soit dans une chambre magmatique formant ainsi un massif stratiforme, soit au cours de l'ascension du massif ; quoi qu'il en soit, les anorthosites occupent la partie inférieure de l'intrusion et les gabbros, le sommet.

B.- DEFORMATION ET METAMORPHISME

Malgré leur caractère actuel de roches hautement métamorphisées, l'origine magmatique de cette suite ne fait aucun doute. La forme en dôme peut être interprétée comme résultant d'une montée diapirique. Toutefois, le déversement de la structure le long du plan de chevauchement et la foliation interne sont liées plutôt à une déformation régionale. Dès lors, on peut s'inter-

roger sur les relations entre d'une part la mise en place et la consolidation du massif ; d'autre part la déformation.

La foliation perturbée à proximité du massif dans la ceinture des granulites ainsi que le contact tectonique sur la ceinture de la Tanajoki (foliation non perturbée) peuvent souligner le caractère anté-cinématique du massif ; dans ce cas, ce serait postérieurement à la consolidation du massif stratiforme que serait intervenue la déformation régionale développant la foliation et le chevauchement général vers l'Ouest entraînant le déversement du massif.

Cependant, la concordance des caractères ignés avec la foliation régionale, les contacts et le plan de chevauchement ne permet pas de rejeter l'hypothèse d'une consolidation syn-cinématique. La cristallisation et la différenciation pourrait se produire lors d'une montée diapirique, simultanément à la déformation régionale. Le massif se trouverait entraîné dans les grands mouvements tangentiels vers l'Ouest, achevant sa mise en place dans le plan de chevauchement et acquérant ainsi sa forme en dôme déversé.

Quel que soit le caractère anté ou syn-cinématique du massif, la présence de reliques témoins d'un stade métamorphique élevé montre que la cristallisation est intervenue dans une zone où le métamorphisme régional granulitique s'exerçait déjà sur l'ensemble des formations de cette région. La disparition de cette première paragenèse au profit d'une nouvelle association correspondant à des conditions de P et T moins élevées, s'accompagne du développement d'une déformation très pénétrative et d'une augmentation de la pression partielle d' H_2O ; ceci se traduit par l'apparition de minéraux hydroxylés (principalement de la hornblende) se disposant suivant la foliation. Cette phase peut donc correspondre à une recristallisation dans un niveau crustal moins profond.

5.- CONCLUSION

Les résultats structuraux, pétrographiques et géochimiques permettent donc d'établir une évolution possible pour le massif anorthositique de Vaskojoki.

Le magma parent de ces roches proviendrait de la fusion partielle du manteau ou de la base de la croûte (faible rapport isotopique initial). Ce magma pourrait être de composition gabbroïque riche en plagioclase selon Buddington (1939, 1969) ou riche en alumine selon Emslie (1977). Dans la terminologie actuelle, il correspondrait à un "high alumina basalt".

Tableau n° 1.- Composition moyenne en éléments majeurs et en trace des différents types de roches.

Méthode analytique : absorption atomique pour Na et Mg
 fluorescence X pour les autres éléments.
 analystes : M. Lemoine, B. Moreau, F. Vidal.

	Anorthosite	Anorthosite gabbroïque	Gabbro anorthositique	Gabbro
Nbre d'éch.	:12	2	4	8
SiO ₂	50,00 ± 0,27	52,58 ± 0,70	47,70 ± 0,51	48,61 ± 0,64
Al ₂ O ₃	30,18 ± 0,41	26,64 ± 0,21	25,77 ± 0,54	13,99 ± 0,35
Fe ₂ O _{3T}	1,20 ± 0,14	3,07 ± 0,13	5,71 ± 0,13	16,09 ± 0,51
MnO	0,25 ± 0,11	0,52 ± 0,46	0,08 ± 0,01	0,21 ± 0,01
MgO	0,43 ± 0,06	1,42 ± 0,06	2,99 ± 0,39	5,98 ± 0,37
CaO	13,72 ± 0,19	10,88 ± 0,45	12,61 ± 0,21	9,99 ± 0,23
Na ₂ O	2,88 ± 0,22	3,83 ± 0,37	2,90 ± 0,08	2,07 ± 0,13
K ₂ O	0,25 ± 0,02	0,48 ± 0,17	0,44 ± 0,08	0,63 ± 0,08
TiO ₂	0,13 ± 0,01	0,35 ± 0,09	0,36 ± 0,04	1,82 ± 0,12
P ₂ O ₅	0,07 ± 0,01	0,09 ± 0,01	0,10 ± 0,29	0,24 ± 0,02
PF(1000°)	0,75 ± 0,12	0,62 ± 0,03	1,34 ± 0,43	0,42 ± 0,10
Total	99,86	100,48	100,00	100,04
Rb	tr (1+1)	tr	6 ± 1	8 ± 2
Sr	305 ± 9	593 ± 105	274 ± 10	166 ± 10
Zr	11 ± 3	42 ± 12	29 ± 7	143 ± 12
Y	tr	tr	9 ± 1	38 ± 4
Nb	tr	tr	tr	12 ± 1
Ni	15 ± 1	30 ± 6	64 ± 15	95 ± 16
Co	132 ± 58	18 ± 11	117 ± 75	66 ± 3
V	19 ± 2	52 ± 8	80 ± 8	335 ± 20
Cr	9 ± 1	20 ± 8	89 ± 23	152 ± 35

Tableau n° 2.- Teneurs en terres rares des différents types de roches du massif de Vaskajoki.

	Anorthosite	Gabbro anorthositique	Gabbro
La	0,893	2,954	11,053
Ce	1,798	7,111	25,140
Nd	1,017	4,955	15,550
Sm	0,247	1,387	4,069
Eu	0,372	0,771	1,352
Gd	0,271	1,588	4,590
Dy	0,304	1,697	5,298
Er	0,195	0,985	3,228
Yb	0,221	0,951	3,315
Lu	0,040	0,151	nd
Σ REE	5,358	22,550	73,601
$(Ce/Yp)_N$	2,08	1,91	1,54
$(Eu/Eu^*)_N$	4,2	1,6	1

Ce magma se différencie dans une chambre magmatique au cours d'une période anorogénique avec déformation ultérieure, ou bien lors de sa montée pendant la déformation régionale donc dans un contexte orogénique.

Ainsi, on retrouve pour le massif de Vaskojoki, un des problèmes importants de la genèse des massifs anorthositiques. Il s'agit du lien entre d'une part la déformation des roches encaissantes et d'autre part la mise en place et la consolidation complète du massif. Ce point a déjà été soulevé par Martignole et Schrijver (1972) pour l'anorthosite du Morin (Quebec) et repris récemment par Duchesne et Maquil (1981) pour le massif d'Egersund-Ogna (Norvège).

REMERCIEMENTS

Cette étude a été menée dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle au Laboratoire de Pétrologie-Géochimie de Rennes, France, sous la direction de J. Hameurt et R. Capdevila.

Je tiens à remercier tout particulièrement B. Auvray et H. Martin qui ont suivi l'élaboration du travail. Ma reconnaissance va également à J.C. Duchesne pour les discussions et critiques qui ont suivi, pendant un séjour de travail dans son laboratoire à l'Université de Liège.

BIBLIOGRAPHIE

- BARBEY, P., CAPDEVILA, R., CHOUKROUNE, P. et HAMEURT, J., 1977. Structure de la virgation granulitique de Laponie (Fennoscandie). C.R. Acad. Sc. Paris, 284 (D), 1967-1979.
- BARBEY, P., CONVERT, J., MARTIN, H., MOREAU, B., CAPDEVILA, R. et HAMEURT, J. 1980. Relationship between granite-gneiss terrains, greenstone belts in the archaean crust of Lapland (Fennoscandia). Geol. Rdsch., 69, 648-658.
- BUDDINGTON, A.F., 1939. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Geol. Soc. Amer., Mem 7, 354 p.
- BUDDINGTON, A.F., 1969. Adirondack anorthositic series. In, Isachsen, Y.W. (ed) "Origin of anorthosite and related rocks". New-York State Mus. and Sci. service. Mem 18, 215-231.
- DUCHESNE, J.C., DEMAIFFE, D., 1978. Trace elements and anorthosite genesis. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 249-272.
- DUCHESNE, J.C., MAQUIL, R., 1981. Evidence of syn-intrusive deformation in South-Norwegian anorthosites. Eur. Union of Geosciences, First meeting, Strasbourg.
- EMSLIE, R.F., 1977 a. Anorthosite massifs, rapakiwi granites, and late proterozoic rifting of north America. Precambrian Res., 7, 61-98.
- ESKOLA, P., 1941. Erkki Mikkola und der heutige stand der präkambrischen geologie in Finland. Geol. Rdsch, 32, 452-483.
- ESKOLA, P., 1952. On the granulites of Lapland. Amer. Journ. Sci., Bowen, vol. Pt. 1, 133-171.
- GAERTNER VON, H.R., 1962. Gedanken zur tektonik der Lappländischen granulite. Bull. Comm. Geol. Finlande, 204.
- KRANK, E.H., 1936. Zur tektonik der Lappländischen granulite. Bull. Comm. Geol. Finlande, 115.
- MARTIGNOLE, J., SCHRIJVER, K., 1972. Petrologie et structure de l'anorthosite de Morin. Congrès géologique international 24e session, Montréal.
- MERILAINEN, K., 1959. Granuliittimuodastumasta Inarissa. Geologi, 11 (6), 58-60.
- MERILAINEN, K., 1976. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. Geol. Surv. Finland, 281, 129 p.
- MOREAU, B., 1980. Pétrologie et géochimie des anorthosites de Laponie (Finlande) : exemples des massifs de Vaskajoki et Mutajarvi. Thèse 3ème cycle, Rennes, roneo, 267 p.
- RAYLEIGH, J.W.S., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Phil. Mag. 42, 77-107.
- SAHAMA, Th. G., 1933. Struktur und Bewegungen in der granulitformation der finischen Lapplands. Bull. Comm. Geol. Finlande, 101.
- SAHAMA, Th.G., 1935. Die Regelund von quartz und glimmer in der gesteinen der finish. Lappländischen granulitformation. Bull. Comm. Geol. Finlande, 113, 119 p.
- SIMMONS, E.C., HANSON, G.N., 1978. Geochemistry and origin of massif-type anorthosite. Contr. Mineral. Petrol. 66, 119-135.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks (Rev. 5rd edition). Springer-Berlin, 320 p.

