

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 159

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE

XXVI

HELSINKI
MAI 1953

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.
Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers
innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 159

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET
I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

XXVI

HELSINKI
MAI 1953

TOIMITUSKUNTA — EDITORIAL COMMITTEE

PENTTI ESKOLA
ESA HYYPPÄ
MAUNU HÄRME, *ex officio*
AARNE LAITAKARI
VEIKKO OKKO, *ex officio*
TH. G. SAHAMA
MATTI SAURAMO

TOIMITTAJA — EDITOR

KALERVO RANKAMA
INSTITUTE OF GEOLOGY, UNIVERSITY OF HELSINKI,
SNELLMANINK. 5, HELSINKI, FINLAND

SISÄLLYSLUETTELO — CONTENTS

	Sivu — Page
JÄSENLUETTELO — 1. 1. 1953 — MEMBERSHIP LIST	V
KIRJOITUKSIA — PAPERS	
1. A. VOLBORTH, Vermiculit aus Maaninka, Posio, Nordfinnland	1
2. AHTI SIMONEN, Mineralogy of the wollastonites found in Finland	9
3. MARTTI SAKSELA, Über die tektonische Einteilung der Tiefengesteine	19
4. K. VIRKKALA, Altitude of the Littorina limit in Askola, southern Finland ..	59
5. GERALDO MELCHER, The conglomerate of Hanhikivensaari, Pyhäjoki, Finland	73
6. JUHANI SEITSAARI, A blue-green hornblende and its genesis from the Tampere schist belt, Finland	83
7. VLADI MARMO and ADOLF A. TH. METZGER, Geology of the Hirola district, north of Mikkeli, southeastern Finland	99
8. VLADI MARMO, Supergene alteration of pyrrhotite in the sulphide-bearing schists at Nokia, southern Finland	109

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA
THE GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND

JÄSENLUETTELO — I. I. 1953 — MEMBERSHIP LIST

Kunniajäsenet — Honorary members

Borgström, Leon. H. Prof.	Östersundom, Majvik
Eskola, Pentti, Prof.	Kauppiaank. 8—10 B, Helsinki

Kirjeenvaihtajajäsenet — Corresponding members

Bowen, Norman L., Dr.	Geophysical Laboratory, 2801 Upton Street, N. W., Washington 8, D. C., U. S. A.
Cloos, Ernst, Dr.	The Johns Hopkins University, Baltimore 18, Md., U. S. A.
von Eckermann, Harry, Prof.	Linnégatan 75, Stockholm, Sverige
Flint, Richard F., Prof.	Department of Geology, Yale University, New Haven, Conn., U. S. A.
Lougee, Richard J., Prof.	Colby College, Waterville, Me., U. S. A.
Magnusson, Nils, Prof.	Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50, Sverige
Sander, Bruno, Prof. Dr.	Alte Universität, Innsbruck, Österreich
Wegmann, C. Eugen, Prof.	Neuchâtel, Suisse
Vendl, A., Prof.	Rezeda utca 7, Budapest, Magyarország
Wojno, Tadeusz, Prof.	Politechnica, Warszawa, Polska
Öpik, Ar., Dr.	Bureau of Mineral Resources, 485 Bowrke Street, Melbourne, C 1, Victoria, Australia

Ulkomaiset jäsenet — Foreign members

Adamson, Olge J., Fil. dr.	Cort Adellersgate 12 (710) Oslo, Norge
Ahrens, L. H., D. Sc.	Dept. of Geology, Mass. Inst. Technology, Cambridge, Mass., U. S. A.
Auer, Väinö, Prof.	Blanco Encalada 3225, Buenos Aires, Argentina
Backlund, H. G., Prof.	Geol. Institut., Uppsala, Sverige
Barbour, George B., Prof.	University of Cincinnati, Cincinnati, Ohio, U. S. A.

- Brognon, Georges, Ingénieur Civil
des Mines
Bütler, H., Dr.
- Chen, Kwan Yan, Fil. lic.
- Collet, Leon W., Prof.
- Collini, Bengt, Fil. lic., Laborator
Dahlström, Elis, Fil. lic., Chefsgeolog
Du Rietz, Torsten, Fil. dr.
Ebert, Heinz, Dr.
- Eigenfeld, Rolf, Dr.
Eriksson, Tryggve, Fil. lic., Statsgeolog
- Frederickson, A. F., Dr.
- Fromm, Erik, Fil. lic., Statsgeolog
- von Gaertner, Hans Rudolf, Dr.
- Gavelin, Sven, Prof.
Gevers, T. W., Prof.
- Graeter, Paul, Dr.
- Grip, Erland, Fil. lic., Chefsgeolog
Hagner, Arthur F., Dr.
- Hall, A. Jean, M. A.
Hejtman, Bohuslaw, Dr.
- Hjelmqvist, Sven, Prof.
Homma, Fujio, Prof.
- Jaanusson, Valdar, Fil. lic.
Järnefors, Björn, Fil. lic.
- Kautsky, Gunnar, Fil. lic.
- von Knorring, Oleg, Fil. mag.
- Koark, Hans Joachim, Dr.
Kranck, E. H., Prof.
Kuenen, Ph. H., Prof.
- Kullerud, Gunnar, Dipl. ing.
- 7 Avenue des Chenes, Rhode St., Genese nr.
Bruxelles, Belgique
Rheinholdenstr. 105, Schaffhausen,
Schweiz
Department of Geology, National Univer-
sity, Peking, China
Laboratoire de Géologie de l'Université,
Quai de l'École de Médecine, Genève,
Suisse
Lantbrukshögskolan, Uppsala 7, Sverige
Promenaden 17-19, Falun, Sverige
Bolidens Gruv A.-B., Boliden, Sverige
Departemento Nacional du Produção
Mineral, Avenida Pasteur 404, Rio de
Janeiro, Brasil
Stadtstrasse 14, Freiburg i. Br., Deutschland
Sveriges Geologiska Undersökning,
Stockholm 50, Sverige
Dept. of Geology and Geological Engineer-
ing, Washington University, St. Louis 5,
Mo., U. S. A.
Sveriges Geologiska Undersökning,
Stockholm 50, Sverige
Reichsamt für Bodenforschung, Wiesen-
strasse 74, Hannover, Deutschland
Stockholms Högskola, Stockholm, Sverige
Geological Dept., University of Witwaters-
rand, Johannesburg, South Africa
c/o The Geophysical Prospecting Co. Ltd.,
5, Bank Street, Bombay I, India
Bolidens Gruv A.-B., Boliden, Sverige
Department of Geology, University of
Illinois, Urbana, Ill., U. S. A.
P. O. Box 60, Kitwe, Northern Rhodesia
Sekaninova 16, Praha XIV, Czecho-
slovakia
Geologiska Institutionen, Lund, Sverige
Institute of Petrology & Geology,
Imperial University, Kyoto, Japan
Paleontol. Instit., Uppsala, Sverige
Sveriges Geologiska Undersökning,
Stockholm 50, Sverige
Sveriges Geologiska Undersökning,
Stockholm 50, Sverige
Geology Dept., The University, Leeds 2,
England
Geol. Instit., Uppsala, Sverige
McGill University, Montreal, Canada
Geol. Instituut, Melkweg 1, Groningen,
Nederland
Min.-geol. Mus., Oslo 45, Norge

- Kulling, Oscar, Fil. dr., Docent,
Statsgeolog
Landergren, Sture, Laborator, Docent
- Mc Fuster, Jose, Prof.
- MacLeod, John, M. Sc.
- Makela, Anna H., Dr.
- Marklund, Nils, Fil. lic.
- Mars, Karl-Erik, Fil. kand., Ingenjör
- Martna, Jüri, Fil. kand., Amanuens
- Meier, Otto, Fil. dr.
- Melcher, Geraldo, Dipl. ing.
- Mellis, Otto, Prof.
- Mineralogisch-petrologisches Institut
Noe-Nygaard, Arne, Prof.
Pilava-Podgurski, N., Fil. lic.
Preston, John, Geologist
- Roubault, Marcel, Prof.
- Sahlin, Anders, Fil. stud.
Sandrea, André, Dr.
San Miguel, Alfredo, Prof.
- Shaw, Denis M., Ph. D.
- van Straaten, L. M. J. U., Dr.
- Suisse, M., Géologue
- Tišler, Janko, Dr.
- de Waard, Dirk, Dr.
Watanabe, Takeo, Prof.
- Wells, M. K., M. Sc.
- Wenk, Eduard, Dr.
- Wickman, Frans E., Prof.
Yoder, Hatten S., Dr.
- Zäns, Verners, State Geologist
- Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50, Sverige
Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50, Sverige
Laboratorio de Geologia, San Bernardo 42, Madrid, España
23 Avalon Place, Hamilton, Ont., Canada
U. S. Geological Survey, Washington 25, D. C., U. S. A.
Geol. Institut., Uppsala, Sverige
Kungl. Järnvägsstyrelsen, Stockholm 1, Sverige
Geologiska Institutionen, Stockholms Högskola, Stockholm 6, Sverige
Svenska Diamantbergborrnings A.-B., Kungsgatan 44, Stockholm C, Sverige
Alameda Franca 1329, São Paulo, Capital, Brasil
Mineralogiska Institutionen, Stockholms Högskola, Stockholm, Sverige
Bernoullianum, Basel, Schweiz
Østervoldgade 7, København K, Danmark
Vika-Strand, Sverige
Department of Geology, Queen's University, Belfast, Ireland
Université de Nancy, 94 Avenue de Strasbourg, Nancy, France
Geol. Institut., Uppsala, Sverige
61 Rue de Buffon, Paris, France
Laboratorio de Petrografia, Universidad de Barcelona, España
Geology Dept., McMaster University, Hamilton, Ont., Canada
Geol. Instituut, Melkweg 1, Groningen, Nederland
Koroko, Côte d'Ivoire, Afrique Occidentale Francaise
Studentski trg 1, c/o Prof. Dr. Kosta Petkovic, Beograd, FNR Jugoslavija
Mineral.-geol. Instituut, Utrecht, Holland
Geol. Inst., Faculty of Science, Tokyo Univ., Tokyo, Japan
Geology Dept., University College, London, W. C. 1, England
Mineralogisch-petrologisches Institut d. Universität, Basel, Schweiz
Riksmuseet, Stockholm 50, Sverige
Geophysical Laboratory, 2801 Upton Street, N. W., Washington 8, D. C., U. S. A.
7. Tucker Ave., Kingston, Jamaica, B. W. I.

Zeidler, Waldemar, Bergsingeniör
 Åhman, Erik, Fil. lic.
 Ödman, Olof H., Prof.

Närkes Kvarntorp, Sverige
 Luthagesplanaden 30, Uppsala, Sverige
 Kgl. Tekn. Högskolan, Stockholm Ö,
 Sverige

Kotimaiset jäsenet — Members

Ahlfors, Bruce, Dipl. ins.
 Alanko, Risto, Dipl. ins.
 Alenius, P., Dipl. ins.
 Arvela, A., Dipl. ins.
 Aulanko, Heikki, Dipl. ins.
 Aurola, Erkki, Fil. toht.
 Backman, A. L., Fil. dr.
 Borg, Torvald, Fil. kand.
 Donner, Joakim, Fil. lis.
 Edelman, Nils, Fil. toht.

 Enkovaara, Antti, Fil. kand.
 Ervamaa, Pentti, Fil. kand.
 Erämetsä, Olavi, Prof.
 Eskola, Salli, Fil. toht.
 Friberg, Sven, Fil. mag.
 Granö, J. G., Prof.
 Grönros, Y., Ins.
 Haapala, Paavo, Fil. toht.

 Halinen, Vihtori, Ins.-geol.
 Halonen, Olli J., Yliopp.
 Halonen, T. O., Yliopp.
 Hausen, H., Prof.
 Heino, Eino, Dipl. ins.
 Heinonen, Leo, Fil. maist.
 Heiskanen, Erkki, Yliopp.
 Heiskanen, V. A., Prof.
 Helkavaara, Eero K., Fil. maist.
 Heloma, Erkki, Yliopp.
 Helovuori, Olavi, Fil. kand.
 Himmi, Reino, Fil. maist.
 Holm, Caj, Vuori-ins.
 Huhma, Aarto Olavi, Fil. kand.
 Huhta, Jussi, Yliopp.
 Hukki, Risto, Prof.
 Hyppönen, Viljami, Fil. maist.
 Hytönen, Kai, Yliopp.
 Hyvärinen, Lauri, Yliopp.
 Hyyppä, Esa, Fil. toht.

 Hyyppä, Jussi, Fil. kand.

Förby
 Lohja
 Lönnrotink. 15 A 2, Helsinki
 Koroistent. 6-8 F 14, Helsinki
 Outokumpu Oy, Outokumpu
 Kauppiaank. 5 A 14, Helsinki
 St. Robertsg. 25 A, Helsingfors
 Mannerheimv. 92 A 21, Helsingfors
 Pohjoisranta 12 A 3, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Oulainen
 Gyldenint. 12 C 14, Helsinki
 Lönnrotink. 45 A 15, Helsinki
 Ruusulank. 14 B 17, Helsinki
 Varkaus 9
 P. Rautatienk. 11 A, Helsinki
 Vänr. Stoolink. 3 A 14, Helsinki
 Cerro de Pasco Copper Corp., Morocochoa,
 Peru
 Museok. 30 A 8, Helsinki
 P. Robertink. 4-6 N 78, Helsinki
 Eino Leinonk. 6 B, Helsinki
 Södra Strandv. 5, Brändö
 Koroistent. 6-8, Helsinki
 Pihlajat. 15, Helsinki
 Ruskealan Marmori Oy, Silvola
 Messeniuksenk. 10 A, Helsinki
 Hämeent. 3, Malmi
 Pengerk. 19 A 12, Helsinki
 Outokumpu Oy, Outokumpu
 Outokumpu Oy, Tampere
 Lohjan Kalkkitehdas, Tytyrink. 3, Lohja
 Linnankoskenk. 17 B 9, Helsinki
 Runebergink. 46 C 40, Helsinki
 Käpylänt. 2 E 49, Helsinki
 Tiäisenk. 44, Joensuu
 5. linja 14 B 63, Helsinki
 Leppäsuonk. 7 A 303, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki

- Hämäläinen, Kaisa, Yliopp.
Hämäläinen, Viljo, Fil. kand.
Härme, Maunu, Fil. toht.
- Häyrynen, Matti, Dipl. ins.
Ignatius, Heikki, Fil. maist.
- Isokangas, Pauli, Fil. kand.
Jalander, Holger, Dipl. ins.
Joensuu, Oiva, Fil. maist.
- Jurva, Risto, Prof.
Juurinen, Aarno, Fil. maist.
Jäntti, L. Olavi, Fil. maist.
Järvinen, Kauko, Prof.
Järvinen, Matti, Yliopp.
Kahma, Aarno, Fil. lis.
- Kaitaro, Simo, Fil. kand.
Kalla, Juhani, Yliopp.
Kanerva, Reino, Fil. maist.
Kantele, Helvi, Fil. maist.
Kauranne, Kalevi, Fil. kand.
Keränen, Jaakko, Prof.
Kivinen, Erkki, Prof.
Konttinen, Lauri, Yliopp.
- Koponen, Olavi, Dipl. ins.
Korpela, Kauko, Fil. kand.
Koskela, Erkki, Dipl. ins.
Koskinen, Juhani, Yliopp.
Kotilainen, Mauno J., Prof.
Kouvo, Olavi, Fil. kand.
Kulonpalo, Max, Fil. maist.
- Laakso, Perttu, Fil. toht.
Laatio, Gunnar, Vuori-ins.
Laitakari, Aarne, Prof.
- Laitakari, Aatto J., Yliopp.
Laitakari, Ilkka, Yliopp.
Laitakari, Lauri, Kapt. evp.
Laitala, Matti, Yliopp.
Laiti, Ilpo, Fil. kand.
Lauerma, Raimo, Yliopp.
Laurila, Matti, Fil. kand.
Lehijärvi, Mauno, Fil. maist.
Leiviskä, Iivari, Prof.
Lindberg, Eric, Yliopp.
Lindholm, Ole, Yliopp.
Linna, Antti, Dipl. ins.
- Mechelinink. 40 A 16, Helsinki
Pääskylänrinne 4 A 32, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Munkkiniemen Puistot. 1 A 6, Munkkiniemi
c/o Dept. of Geology, Yale Univ., New
Haven, Conn., U. S. A.
Vihannin kaivos, Outokumpu Oy, Alpua
Tukholmank. 7 A, Helsinki
Department of Geology, University
of Chicago, Chicago 37, Ill., U. S. A.
Sepänk. 17 B, Helsinki
Pihlajat. 50 A 5, Helsinki
Mechelinink. 4 B 47, Helsinki
Bulevardi 34 a A, Helsinki
Eerikink. 40 A 17, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Runebergink. 48 A 13, Helsinki
Flemmingink. 5, Lohja
Pohj. kansak., Malmi
Vilhonk. 3 D 50, Mikkeli
Alak. 5, Outokumpu
Topeliuksenk. 1, Helsinki
Mariank. 13 b B, Helsinki
Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
Helsinki
Kauppiask. 12 A 6, Turku
Leppäsuonk. 9 C 205, Helsinki
Orijärvi, Kisko
Museok. 32 B 15, Helsinki
Korkeavuorenk. 8 C, Helsinki
Outokumpu Oy, Outokumpu
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Pengerk. 13 A 39, Helsinki
Orijärvi
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Flemingink. 7 B 50, Helsinki
Erottajant. 11, Pukinmäki
Savio
Leppäsuonk. 7 A 409, Helsinki
Pohjoisranta 20 C 60, Helsinki
Leppäsuonk. 9 C 204, Helsinki
Outokumpu Oy, Outokumpu
Minna Canthink. 18 A 12, Helsinki
Museok. 9, Helsinki
Mannerheimint. 142 A 10, Helsinki
Pietarink. 1 B 15, Helsinki
Messukylä

- Lokka, Lauri, Prof.
Lukkala, O. J., Prof.
Lupander, Kurt, Fil. mag.
Majjala, Paavo, Dipl. ins.
Makkonen, Väinö, Yliopp.
Marmo, Vladimir, Fil. toht.
- Marttila, Erkki, Yliopp.
- Matisto, Arvo, Fil. maist.
Mattila, Jorma, Fil. maist.
Meriläinen, Kauko, Yliopp.
Metzger, A. A. Th., Prof.
Mikkola, Aimo, Fil. toht.
- Mikkola, Toini, Fil. maist.
- Mikkola, Toivo S. K., Fil. kand.
Mikkonen, Antti, Yliopp.
Mäkinen, Eero, Vuorineuvos
Mäntynen, Matti, Fil. kand.
Mölder, Karl, Fil. toht.
- Neuvonen, K. J., Fil. lis.
- Nieminen, Kalle, Dipl. ins.
Niini, Risto, Prof.
Nisonen, Eino, Fil. maist.
Nordenswan, Einar A. O., Fil. maist.
Nortio, Jaakko, Isänn.
Nousiainen, Erkki, Isänn.
Nuutilainen, Juhani, Yliopp.
- Nystén, Henrik, Dipl. ing.
Näykki, Össi, Yliopp.
Ohlsson, Birger, Fil. mag.
Oivanen, Paunu, Yliopp.
Ojanperä, Pentti, Fil. maist.
- Okko, Veikko, Fil. maist.
- Okkonen, Ilmo, Vuori-ins.
Oksanen, Erkki, Johtaja
Oksanen, Oiva, Yliopp.
Paarma, Heikki, Fil. maist.
Palin, Urpo, Fil. kand.
Parras, Kauko, Fil. maist.
Pehkonen, Eero, Yliopp.
Pehrman, Gunnar, Prof.
Peltola, Esko, Fil. kand.
- Mannerheimint. 35 A, Helsinki
Aurorank. 19 A, Helsinki
Juhani Ahov. 10 A 8, Helsingfors
Mäntyt. 3, Helsinki
Museok. 32 B 15, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
Helsinki
Fredrikink. 58 A 12, Helsinki
Töölönk. 36 B, Helsinki
Toinen linja 2 D 65, Helsinki
Pargas
21 Maplewood St., Watertown, Mass.,
U. S. A.
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Kisko
Pihlajat. 37 as. 5, Helsinki
Rantat. 65, Munkkiniemi
Lielahdent. 2, Lauttasaari
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Puistok. 9 B 14, Helsinki
Snellmanink. 23 E, Helsinki
Runebergink. 59 B, Helsinki
Runebergink. 17 A, Helsinki
Leppäsuonk. 7 B 315, Helsinki
Ruskealan Marmori Oy, Silvola
Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
Helsinki
Karlav. 9-11, Drumsö
Pihlajat, 43 A 5, Helsinki
Tynnyrit. 17, Oulu
Agricolank. 5 A 16, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Et. Espl.k. 10,
Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Makola, Nivala
Riihit. 23 B, Helsinki
Neljäs linja 3-5 E 126, Helsinki
Otanmäki Oy, Kajaani-Otanmäki
Meritullink. 12 E 23, Helsinki
Lohjan Kalkki Oy, Lohja
Fredrikink. 60 A 9, Helsinki
V. Strandg. 17, Åbo
Outokumpu Oy, Outokumpu

- Penttilä, Aarne K., Yliopp.
 Penttilä, Seppo, Fil. kand.
 Pesola, Pentti, Dipl. ins.
 Pipping, Fredrik, Yliopp.
 Pohjanlehto, V. O., Herra
 Puranen, Maunu, Fil. maist.
- Pääkkönen, Veikko, Fil. maist.
 Raja-Halli, Heikki, Dipl. ins.
 Rancken, Ragnar, Fil. mag.
 Rankama, Kalervo, Prof.
- Ratu, Martti I., Dipl. ins.
 Renvall, Åge, Fil. mag.
 Repo, Reino, Fil. kand.
- Rosblom, Heikki, Yliopp.
- Runolinna, Urmas, Dipl. ins.
 Räsänen, Veikko, Fil. kand.
 Sahama, Th. G., Prof.
- Saksela, Martti, Apulaisprof.
 Salemaa, J., Fil. kand.
 Salli, Ilmari, Fil. kand.
- Salmi, Martti, Fil. toht.
- Salminen, Kyllikki, Fil. maist.
- Saraste, Ahti, Yliopp.
 Sauramo, Matti, Prof.
 Savolahti, Antti, Yliopp.
 Savolainen, E., Fil. maist.
- Schröder, Henning, Fil. maist.
 Seitsaari, Juhani, Fil. toht.
 Siikarla, Toivo Ilmari, Dipl. ins.
- Similä, Pentti, Yliopp.
- Simola, Kaarlo, Geologi
 Simola, Torsti, Dipl. ins.
 Simonen, Ahti, Fil. toht.
- Sirén, Arne, Fil. dr.
 Soveri, Urpu, Fil. toht.
 Stenberg, Aarne, Yliopp.
 Stigzelius, Herman, Tekn. dr.
 Stolpe, Tor Björn, Yliopp.
 Strandström, Georg, Yliopp.
- Kauppak. 39 A 1, Lappeenranta
 Palokunnant. 60, Laaksolahti
 Paakkila, Tuusniemi
 Kruunuvuorenk. 7 A 6, Helsinki
 Harjunpää, Pori
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- P. Kaari 6 A 8, Lauttasaari
 Suomen Malmi Oy, Otakallio, Otaniemi
 Puolala, Åbo
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
 Helsinki
- Suomela, Littoinen
 Haveri Gruva, Viljakkala
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
 Helsinki
- Otanmäki Oy, Kajaani-Otanmäki
 Korkeavuorenk. 13 B 34, Helsinki
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
 Helsinki
- Temppelik. 21, Helsinki
 Kiskont. 9 A 14, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki,
- Kuusit. 9/47, Helsinki
 Tunturik. 4, Helsinki
 Jääkärink. 10 A 12, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Nakkila
 Runebergink. 49 A 19, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
 Helsinki
- Outokumpu Oy, Outokumpu
 Ilmarink. 4 B, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Mecheling. 26 B 23, Helsingfors
 Meritullink. 21 A, Helsinki
 Gyldenink. 8 A, Helsinki
 Bulevarden 26 A 10, Helsingfors
 Mannerheimint. 79 B 40, Helsinki
 Virkkala

- Ståhlberg, Elsa, Fil. mag.
 Suila, Matti, Fil. kand.
 Sundell, I. G., Dir.
 Suominen, Eero, Fil. maist.
 Suvenmaa, L., Herra
 Syvänen, Marjatta, Fil. kand.
 Säynäjärvi, Klaus, Yliopp.
 Tanner, Heikki, Vuori-ins.
 Tavela, Matti, Fil. kand.
 von Timroth, Michael, Dipl. ins.
 Toivonen, A. V. P., Fil. maist.
- Toivonen, N. J., Prof.
 Tuominen, Heikki, Fil. maist.
 Turunen, Eero, Dipl. ins.
 Tynni, Risto, Yliopp.
 Vaasjoki, Oke, Fil. kand.
 Vaasjoki, Pirjo, Yliopp.
 Wahl, W., Prof.
 Walden, Olavi, Yliopp.
 Valovirta, Veikko, Metsänhoit.
- Vanhala, Risto, Yliopp.
 Vanninen, Mikko, Yliopp.
 Varma, Arno, Fil. kand.
 Veltheim, Valto, Fil. kand.
- Wennervirta, Heikki, Fil. kand.
 Vesasalo, Arvo, Fil. kand.
 Wessman, Tor H., Fil. mag.
 Viento, Aimo, Joht.
 Wiik, Hugo Birger, Fil. mag.
 Viluksela, Erkki, Fil. kand.
 Virkkala, Kalevi, Fil. toht.
- von Volborth, A., Fil. kand.
 Vuorjoki, Aarre, Fil. maist.
 Vähätalo, Veikko, Fil. maist.
 Väyrynen, Heikki, Prof.
 Yletyinen, V., Yliopp.
- Fänrik Ståhlsg. 11 B 28, Helsingfors
 Tallbergin Puistot. 5 A 10, Helsinki
 Museig. 17 A 9, Helsingfors
 Tehtaank. 1 A, Helsinki
 Somero
 Leppäsuonk. 7 B 612, Helsinki
 Läntinen Kaivopuisto 2, Helsinki
 Outokumpu
 Tytyri, Lohja
 Ojamon kaivos, Lohja
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Hallitusk. 3, Helsinki
 Suomen Malmi Oy, Otakallio, Otaniemi
 Aijala, Koski as.
 Vakkola, Askola
 Kammiok. 5 D 29, Helsinki
 Kammiok. 5 D 29, Helsinki
 Kyrkog. 1 b, Helsingfors
 Runebergink. 29 B 41, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Asemat. 26-28, Puistola
 Kauklahti
 Outokumpu Oy, Koski as.
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink. 5,
 Helsinki
 Leppäsuonk. 7 B 213, Helsinki
 Haapahuhta, Riihimäki
 Lönnrotsg. 40 B 21, Helsingfors
 Mannerheimint. 55 a, Helsinki
 Fredsg. 11 C 42, Helsingfors
 Luotsik. 8 G, Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Miinalant., Leppävaara
 Ilmarink. 4 B 45, Helsinki
 Outokumpu Oy, Outokumpu
 Temppeilik. 13, Helsinki
 Lahdentie, Vartiokylä, Helsinki

VERMICULIT AUS MAANINKA, POSIO,
NORDFINNLAND ¹

VON

A. VOLBORTH

Mineralogisches Institut, Technische Hochschule, Helsinki

AUSZUG

In vorliegender Arbeit werden die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Vermiculits, den der Verfasser erstmalig in Finnland konstatierte, beschrieben.

INHALT

	Seite
VORWORT	1
GEOLOGIE UND PARAGENESE	2
DER VERMICULIT	3
DAS VERHALTEN BEIM ERHITZEN	3
DIADOCHIE UND ADSORPTIONSVERMÖGEN	4
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG	4
SCHRIFTTUM	7

VORWORT

Im Sommer 1951 erhielt ich von der Firma Suomen Mineraali Oy — Finska Mineral Ab einige Mineralproben zur Untersuchung, die der Firma aus Kemijärvi zugeschiedt waren.²

Der grösste Teil der Proben bestand aus verschiedenen Glimmerarten. Aus dem so erhaltenen Material, von dem man behauptete, dass einige Schuppen sich beim Erhitzen aufblähen, habe ich chloritähnlichen Glimmer ausgesucht, der sich genau wie Vermiculit verhielt. Es hat sich später herausgestellt, dass Herr Janne Kyyhkynen aus Kemijärvi als erster seine Aufmerksamkeit auf dieses eigentümliche Mineral gerichtet hat.

¹ Eingegangen am 30. Mai 1952.

² Prof. Dr. A. Laitakari, Mitteilung bei der Sitzung der Finnischen Geologischen Gesellschaft 31. 1. 1952.

Um die Fundstelle zu konstatieren, reiste ich im Auftrag von Dipl. Ing. Y. Grönros nach Kemijärvi und in Begleitung von Herrn Rechtsanwalt O. Väyrynen in das Dorf Maaninka, an der Landstrasse Kemijärvi — Kuusamo im Kirchspiel Posio, 37 km von Joutsijärvi in der Richtung nach Kuusamo.

Herrn Professor Dr. Heikki Väyrynen bin ich für wertvolle Ratschläge während meiner Arbeit sowie für die Liebenswürdigkeit, mir das Laboratorium des Mineralogischen Instituts der Technischen Hochschule in Helsinki zur Verfügung zu stellen, zu grösstem Dank verpflichtet.

GEOLOGIE UND PARAGENESE

In der Richtung des Dorfweges von Maaninka in einem mindestens $1\,500 \times 700$ m umfassenden Bereich, liegen im karelischen (früher kalevisch genannt) Quarzit (Hackman und Wilkman, 1925) lentikulare Einlagerungen von Amphibolit, die als Regel von Vermiculitgängen durchsetzt sind. Die Mächtigkeit dieser Gänge und Gängchen ist sehr verschieden, sie kann einige Meter sein, aber auch nur einige Millimeter. Die Gangart besteht aus Vermiculit, mehreren Amphibolvarietäten, und Kalkspat. Magnetit und auch feinkörnigen Rutil trifft man stellenweise. Der Vermiculit hat die Tendenz sich in fein- und mittelkörnigen (1 mm—5 mm) Aggregaten zu selbständigen Gängen anzuhäufen, ist aber gesetzmässig zwischen anderen Gangmineralien anzutreffen. Oft bildet er dann Tafeln von 5 cm—10 cm im Durchschnitt. Auch im Nebengestein trifft man hier und da einzelne Vermiculitschuppen.

Man konnte mit Hilfe des Universaldrehtisches drei verschiedene Amphibole in den obenerwähnten Vermiculitgängen unterscheiden:

1. Grüner bis farbloser Tremolit mit $\alpha = 1.615 \pm 0.001$, $\gamma = 1.635 \pm 0.001$, $2V\alpha = 80^\circ \pm 3^\circ$ und $\gamma \wedge c = 16^\circ - 17^\circ$;

2. Pargasitähnliches, aber höhere Brechungsexponenten besitzendes, farbloses bis grünes Mineral mit $\alpha = 1.654 \pm 0.002$, $\gamma = 1.686 \pm 0.003$ (auch $\gamma = 1.683 \pm 0.003$, 1.693 ± 0.002 , $\alpha = 1.668 \pm 0.002$), $2V\gamma = 80^\circ$, 76° , 84° , 74° und $\gamma \wedge c = 27^\circ$, 28° , 33° , 34° .

3. Gemeine grüne Hornblende, in der Nähe der Kontakte.

Ausserdem trifft man überall fein verteilten Kalkspat ($\omega = 1.659 \pm 0.002$), Magnetit und Rutil.

Überall an der Erdoberfläche ist das Gestein hier stark verwittert, besonders die vermiculitreichen Zonen sind direkt mit der Schaufel angreifbar. Unverwittertes Material, aus dem die Dünnschliffe angefertigt wurden, konnte von mir nur an drei Stellen, wo Brunnen gesprengt wurden, gesammelt werden.

Noch lässt sich nichts Genaueres über die Genesis dieses Vermiculits sagen. Das Vorkommen von dünnen Gängchen (1 mm—5 mm) im Amphibolit, die aus reinem Vermiculit bestehen, kann ein Beweis für die primäre hydrothermale Bildungsweise dieses Minerals sein.

DER VERMICULIT

Vorliegende Arbeit beschäftigt sich nur mit in grösseren Schuppen kristallisiertem Vermiculit. Seine Farbe variiert im Auflicht von dunkelolivgrün bis bräunlichgrün. Der öfters rötlichbraune Farbton rührt hauptsächlich von fein verteilten und auch angehäuften Magnetit- und Rutilkörnchen her. Fettglanz. Biessam, kaum elastisch. Schwach pleochroitisch: $\gamma = \beta =$ bräunlich, $\alpha =$ farblos, gelblich. Demgemäss ähnelt Hydrobiotit.

Tabelle I. Optische Konstanten der Vermiculite (Na-Licht)

	Maaninka, Posio	Webster, N. C., U. S. A. ¹	Webster, N. C., U. S. A. ¹	Jefferisit, West- Cliffe, Colo., U. S. A. ¹
α	1.564 ± 0.003	1,542	1,561	?
β	1.583 ± 0.003	1,573	1,581	> 1.586
γ	1.583 ± 0.003	1,573	1,581	?
$\gamma - \alpha$	0,019	0,031	0,020	
2 V	$\sim 0^\circ$	$0^\circ - 9^\circ$	$0^\circ - 9^\circ$	

DAS VERHALTEN BEIM ERHITZEN

Es wurden mehrere Vermiculitschuppen mit der Mikrometerschraube in der Richtung c gemessen und bis zur Rotglut erhitzt. Nach dem Erkalten wurde die Länge derjenigen Körper gemessen, die sich beim Erhitzen regelmässig, ohne grössere Spalten zu bilden, aufgebläht hatten. Eine solche Messungsmethode war möglich, da der untersuchte Vermiculit nur eine unbedeutende und selten sich zeigende Neigung zum spiralartigen Zusammenrollen zeigte, wodurch er sich von anderen Vermiculitarten unterschied. Tabelle II zeigt die Resultate dieses Versuchs.

Tabelle II. Die Volumzunahme des Vermiculits von Posio beim Erhitzen

N	$\bar{O} c$ (vor dem Glühen) mm	$\bar{O} c$ (nach dem Glühen) mm	Volum- zunahme	N	$\bar{O} c$ (vor dem Glühen) mm	$\bar{O} c$ (nach dem Glühen) mm	Volum- zunahme
1	0.79	15.4	19.6	8	0.30	5.1	17.0
2	0.23	4.0	17.4	9	0.28	4.0	14.3
3	0.45	8.0	17.8	10	0.31	3.8	12.5
4	0.66	11.5	17.4	11	0.28	3.2	11.4
5	0.35	4.8	13.7	12	0.34	4.5	13.2
6	0.58	12.0	20.7	13 ²	0.29	1.2	4.1
7	0.30	6.0	20.0	14 ²	0.27	1.2	4.5
Durchschnittliche Volumzunahme bei N 1—12 = $16.3 \times$							

¹ Aus Winchell (1951, S. 396).

² Diese Proben sind bräunlichrot gefärbt und stellen hydrobiotitähnlichen Glimmer dar.

Weil die Aufblähung nur in der c-Richtung erfolgt, konnte aus diesen Werten direkt die durchschnittliche Volumzunahme ($16.3 \times$) des reinen Vermiculits aus Maaninka berechnet werden. Diesem Verhalten nach dürfen wir von einem echten Vermiculit in technischem Sinne sprechen. Nach Ladoo und Myers (1951, S. 574) variiert die Volumzunahme bei den Vermiculiten von $6 \times$ bis $20 \times$ (durchschn. $16 \times$).

Die soeben besprochenen Versuche haben gezeigt, dass es sich hier nicht um einen homogenen Vermiculit handelt. Diese Tatsache wird später von der chemischen Analyse bestätigt.

DIADOCHIE UND ADSORPTIONSVERMÖGEN

Ausser ihrer Aufblähung beim Erhitzen besitzen die Vermiculite ein ausgesprochenes Vermögen zum Kationenwechsel, schon bei ganz niedriger Temperatur (110°C). So haben z. B. Shannon, Ross und Gonyer (1928, S. 542) gezeigt, dass ein grosser Teil von Mg durch Ni ersetzt werden kann, wenn man Vermiculit gegen 2 Monate bei 110°C in Nickelchlorid- und Natriumchloridlösung hält. Ein Ni-freier Vermiculit von Webster, N. C., erhielt auf diese Weise 12.72 % NiO, wobei sich der MgO-Gehalt auf 9.48 % verminderte.

Diese Experimente haben mich auf den Gedanken gebracht, Vermiculit allgemein als Adsorptionsmittel zu gebrauchen. In diesem Sinne wurde ein kleines Experiment gemacht. Durch mehrjährigen Gebrauch dunkelbraun gewordenen Azetylentetrabromid, das mit »Carbo medicinalis« nicht zu reinigen war, wurde mit einigen 100 mg feingepulvertem rohem Vermiculit versetzt. Die Lösung wurde in einigen Minuten bis zu hellgelber Farbe entfärbt. Der Vermiculit kann also in bestimmten Fällen ein besseres Adsorptionsmittel als aktivierte Kohle sein. Besonders beim Reinigen von Ölen könnte er wahrscheinlich von Nutzen sein, da es bekannt ist, dass sich Mineralien mit ausgesprochenem Kationenwechsel, wie z. B. Montmorillonit, als erstklassige Adsorptionsmittel bei der Reinigung der Nebenprodukte der Ölindustrie bewährt haben.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Die chemische Zusammensetzung des Vermiculits geht aus der Tabelle III hervor.

TiO₂ wurde nicht mitgerechnet, da die Glimmerschuppen mikroskopisch kleine, schwierig abtrennbare Rutileinschlüsse enthielten.

Tabelle III. Vermiculit von Posio. Chemische Zusammensetzung. Anal. A. Volborth

	%	Mol.-Zahl	Atom-Zahl		
SiO ₂	34.86	5 804	Si	5804	5804 = 8 × 726
TiO ₂	0.61	(76)	Ti	(76)	
Al ₂ O ₃	14.46	1 419	Al	2838	3610 = 5 × 722
Fe ₂ O ₃	6.17	386	Fe ³⁺	772	
FeO	2.60	362	Fe ²⁺	362	7200 = 10 × 720
MnO	0.22	31	Mn	31	
MgO	27.25	6 759	Mg	6759	
CaO	0.27	48	Ca	48	66
Na ₂ O	0.19	31	Na	62	
K ₂ O	0.02	2	K	4	
Li ₂ O	0.00	0			
H ₂ O+	12.11	6 722	H ₂ O	6722	6722 = 10 × 672 } 7551 = 10 × 755 ¹
H ₂ O—(105°)	1.49	829		829	
Insgesamt	100.25				

G = 2.65—2.69
 10 MgO · 4Al₂O₃ · Fe₂O₃ · 8SiO₂ · 10 H₂O oder
 10 (Mg, Fe)O · 3(Al, Fe)₂O₃ · 10 (Si, Al)O₂ · 10 H₂O

Nach der von Frau Dipl. Ing. Marjatta Väänänen an der Technischen Hochschule ausgeführten Spektralanalyse enthält dieser Vermiculit ausserdem folgende Komponenten (Tabelle IV):

Tabelle IV. Spektralanalyse vom Vermiculit aus Posio. Anal. Marjatta Väänänen

Zeiss Qu 24 Prismen-spektrograph; Anregung: Gleichstrombogen 240 V				
Ni %	Co %	Cr %	Ag %	Pt %
0.01—0.05 ²	0.001—0.01 ²	> 0.001 ²	< 0.0001 ²	0

Gruner (1934) hat eine Formel für Vermiculite aufgestellt, die von ihm auch strukturell begründet wurde. Zu einer ähnlichen Formel sind schon vorher Ross und Shannon (1926) gekommen. Gruners Formel wird auch von anderen Autoren gebraucht, wie z. B. Hendricks und Jefferson (1938, S. 855), Betekhtin (1950, S. 837) und Winchell (1951, S. 396). Hier werden die Formeln von Gruner (2) sowie Ross und Shannon (3) mit der Formel des Posio-Vermiculits (1) verglichen.

¹ H₂O+ und H₂O— zusammengerechnet wie bei Gruner (1934, S. 559).

² Grössenordnung.

- (1) $10 (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{O} \cdot 3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2 \text{O}_3 \cdot 10 (\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$
 (2) $11 (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{O} \cdot 3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2 \text{O}_3 \cdot 11 (\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_2 \cdot 20 \text{H}_2\text{O}$
 (3) $12 (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{O} \cdot 3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2 \text{O}_3 \cdot 12 (\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_2 \cdot 19 \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$

Im vorliegenden Fall ist der H_2O -Gehalt nur die Hälfte des theoretischen, und da beinahe das gesamte Wasser erst über 105°C entweicht, muss man vermuten, dass es sich hier nicht um einen reinen Vermiculit im Sinne Gruners handelt. Wahrscheinlich haben wir es hier mit einer Mischung von miteinander dicht zwischengelagerten Glimmern zu tun, entsprechend einem Teil der von Gruner (1934, Ss. 560—561, 574) und Hendricks (1938, S. 862) untersuchten Vermiculiten. Ohne Strukturanalyse ist es nicht möglich zu entscheiden, um welche Komponenten es sich hier handelt.

Um zu zeigen, dass der Vermiculit von Posio der theoretischen Zusammensetzung von Gruner und auch den früher als Vermiculit bezeichneten Glimmerarten chemisch nahe steht, mögen hier einige Vermiculitanalysen wiedergegeben werden (Tabelle V).

Tabelle V. Vermiculitanalysen

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	34.86	36.71	35.04	34.20	35.09	31.23	38.88	41.0	39.37
TiO_2	0.61	—	—	—	0.58	—	—	—	1.25
Al_2O_3	14.46	14.15	14.55	16.58	12.05	17.52	13.45	18.0	12.08
Cr_2O_3	(Cr 0.001)	—	—	—	0.46	0.14	—	—	—
Fe_2O_3	6.17	4.43	5.13	7.41	6.67	4.70	3.22	7.0	5.45
FeO	2.60	—	0.59	1.13	0.11	1.20	2.55	—	1.17
NiO	(Ni 0.01—0.05)	—	2.44	—	0.20	0.33	—	—	—
MnO	0.22	—	—	—	0.27	0.20	—	—	0.30
MgO	27.25	24.62	21.71	20.41	27.62	31.36	28.75	21.0	23.37
CaO	0.27	—	0.46	—	—	—	0.45	1.0	1.46
K_2O	0.02	—	—	(1.87)	—	—	—	1.0	2.46
Na_2O	0.19	—	—	(0.14)	—	—	—	1.0	0.80
Li_2O	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—
$\text{H}_2\text{O}+$	12.11	} 20.09	} 19.99	} 21.14	11.20	12.55	12.75	} 11.0	} 11.20
$\text{H}_2\text{O}-$	1.49				5.70	1.08			
Insgesamt	100.25	100.00	99.91	100.87	99.95	100.31	100.05	101.0	98.91

1, Vermiculit von Posio, Anal. A. Volborth. In Klammern die spektrographisch erhaltenen Werte; 2, Vermiculit, theoretische Zusammensetzung nach Gruner (1934, S. 560); 3, 7 Vermiculitanalysen, *op. cit.*; 4, Jefferisit von Brinton Quarry, West Chester, Pennsylvania, Anal. F. W. Clarke und E. A. Schneider. Ist nach Gruner (Anal. 8) eine Mischung von Vermiculit und Hydrobiotit; 5, Brauner Lennit von Lenni, Delaware Co., Pennsylvania, Anal. E. A. Schneider. Anal. 3 bei C. Doelter (1917, II, 2, S. 730); 6, Vermiculit von Newlin, Chester Co., Pennsylvania, Anal. E. A. Schneider, Anal. 5, *op. cit.*; 7, Von Schöninger bei Krems (Budeweis, Böhmen), an der Grenze zwischen Serpentin und Granulit, Anal. A. Schrauf, Substanz bei 100° getrocknet. Anal. 10, *op. cit.*; 8, Vermiculit, Libby, Mont. Technical Anal., Ladoo und Myers (1951, S. 575); 9, Vermiculit, Palabora, Südafrika, *op. cit.*

SCHRIFTTUM

- Бетехтин, А. Г. (БЕТЕКХТИН, А. Г.) (1950) Минералогия, Госгеолиздат, Москва.
- DOELTER, C. (1917) Handbuch der Mineralchemie II, 2. S. 729. Dresden u. Leipzig.
- GRUNER, JOHN W. (1934) The structures of vermiculites and their collapse by dehydration. Am. Mineral. 19, S. 557.
- HACKMAN, V. und WILKMAN, W. W. (1925) Geologische Übersichtskarte Finnlands, Kuolajärvi, Kartenblatt D 6. Helsinki.
- HENDRICKS, STERLING B. and JEFFERSON, MERRIL E. (1938) Crystal structure of vermiculites and mixed vermiculite chlorites. Am. Mineral. 23, S. 851.
- LADOO, RAYMOND B. and MYERS, W. W. (1951) Nonmetallic minerals. New York, Toronto, and London.
- ROSS, C. S. and SHANNON, E. V. (1926) Nickeliferous vermiculite and serpentine from Webster, North Carolina. Am. Mineral. 11, S. 92.
- ROSS, C. S., SHANNON, E. V., and GONYER, F. A. (1928) The origin of nickel silicates at Webster, North Carolina. Econ. Geol. 23, S. 528.
- WINCHELL, ALEXANDER N. (1951) Elements of optical mineralogy, Part II. New York and London.
-

MINERALOGY OF THE WOLLASTONITES FOUND IN FINLAND ¹

BY

AHTI SIMONEN

Geological Survey of Finland, Helsinki

ABSTRACT

The physical and chemical properties and the powder X-ray data of the wollastonites in calcitic limestones of Finland are presented. The wollastonites investigated are very pure calcium metasilicates. Their optical properties and X-ray diffraction data indicate a triclinic structural symmetry.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	9
NOTES ON THE SPECIMENS	10
OPTICAL PROPERTIES	12
CHEMICAL COMPOSITION	13
X-RAY DIFFRACTION DATA	14
CONCLUSION	16
REFERENCES	18

INTRODUCTION

According to present-day views, there are three modifications of calcium metasilicate:

pseudowollastonite		α -CaSiO ₃
parawollastonite	monoclinic	} β -CaSiO ₃
wollastonite	triclinic	

Pseudowollastonite is an artificial mineral representing the stable form of calcium metasilicate above 1180°C. In Nature, calcium metasilicate occurs in two modifications. Parawollastonite belongs to the monoclinic system, and wollastonite belongs to the triclinic system. The properties

¹ Received November 20, 1952.

of parawollastonite and wollastonite are closely related and, according to Peacock (1935 a, p. 528), »wollastonite is distinguished from parawollastonite by a completely different asymmetric series of terminal forms, a perceptible inclination of the optic axial plane to the plane normal to the b-axis, and an asymmetric system of X-ray interference spots». Parawollastonite is very rare and has been found in limestone blocks ejected from volcanoes. The normal triclinic wollastonite is characteristic of large bodies of contact metamorphic limestones and is the type of the triclinic minerals of the wollastonite group listed below (see Peacock, 1935 a, b):

wollastonite	6 [CaO · SiO ₂]
bustamite	6 [(Ca, Mn)O · SiO ₂]
vogtite	6 [(Ca, Fe, Mn, Mg)O · SiO ₂]
pectolite	H ₂ O · Na ₂ O · 4CaO · 6SiO ₂
schizolite	H ₂ O · Na ₂ O · 4(Ca, Mn)O · 6SiO ₂

Wollastonite is a common mineral in many Archean metamorphic calcitic limestones in southern Finland. A great number of these localities have been mentioned by Eskola, Hackman, Laitakari, and Wilkman (1919). The physical and chemical properties of the wollastonites in Finland are, however, inadequately known, and no study on their symmetry has been made. The present author selected ten wollastonite specimens for detailed examination. Their physical and chemical properties and X-ray data will be briefly described.

NOTES ON THE SPECIMENS

The wollastonite in all the specimens examined occurred in calcitic limestones. A preliminary investigation of the specimens in the collections of the Institute of Geology, University of Helsinki, already showed that Finnish wollastonites are extremely pure calcium metasilicates and that no other members of the wollastonite group occur. The wollastonites selected for detailed examination are listed in Table 2.

In the specimens investigated wollastonite usually occurs as tablets or needles varying from a few mm up to 10 cm in length. Equidimensional grains, 1—3 mm in diameter, occur only in the sample from Piukkala, Parainen. The crystal faces (100), (001), (101), and ($\bar{1}02$) in the [ac] zone are sometimes well-developed, but terminal faces important for the determination of the monoclinic or triclinic symmetry by the morphological data do not occur. The cleavages parallel to (100), (001), and ($\bar{1}02$) are predominant, and the axis of the cleavage zone (b-axis) is commonly parallel to the elongation of the wollastonite crystals (see p. 13).

The color of the studied wollastonites is white, but some specimens show, especially on the weathered surface, a slight greyish, pinkish, or brownish tinge.

The wollastonites of the calcitic limestones are often associated with other calcium silicates. In the limestones of the Parainen area, the wollastonite paragenesis contains, according to Laitakari (1921), for example, the following lime-bearing silicates: diopside, grossularite, vesuvianite, and scapolite. The white-colored diopside has been found to be the most common associated silicate mineral in the specimens investigated. The refractive indices of the diopside in some specimens are as follows:

	α	β	γ
Tytyri, Lohja	1.675	1.682	1.703
Remonmäki, Pusula	1.666	1.675	1.695
Martinkylä, Sipoo	1.691	1.699	1.719

The values obtained show that the diopside is usually an extremely pure Ca-Mg-silicate.

In addition to diopside small amounts of zoisite and garnet occur in the wollastonite specimen from Tytyri, Lohja. The zoisite is a pink thuleite and forms small spots in the crystalline limestone. The zoisite fraction was separated with centrifuging in Clerici solution and was analyzed by Mr. H. B. Wiik, M. A. The chemical composition and optical properties (Table 1) correspond very well to those of pure zoisite. The white garnet occurs only

Table 1. Chemical composition of zoisite

Constituent	1		2
	%	Mol. prop.	%
SiO ₂	39.20	.6527	39.67
TiO ₂	0.08	.0010	
Al ₂ O ₃	32.01	.3140	33.66
Fe ₂ O ₃	0.76	.0048	
FeO	0.54	.0075	
MnO	0.05	.0007	
MgO	0.20	.0050	
CaO	25.68	.4579	24.69
H ₂ O+	2.03	.1127	1.98
H ₂ O-	0.00		
Total	100.55		100.00
α	1.694 ± 0.002		
β	1.696 ± 0.002		
γ	1.702 ± 0.002		

1. Zoisite. Tytyri, Lohja.

2. Theoretical composition of zoisite, Ca₂Al₂(OH)Si₃O₁₂.

very sparsely in the wollastonite specimen from Tytyri, and it was not possible to separate enough of a pure fraction for chemical analysis. It was expected that the garnet closely associated with the zoisite would be a hydrogarnet, because, according to Yoder (1950), dry grossularite cannot exist in the presence of water at elevated temperatures. The refractive index ($n = 1.736$) and the unit cell size ($a_0 = 11.85 \text{ \AA}$, calculated from the X-ray diffraction data) of the garnet are, however, values typical of grossularite containing no hydroxyl groups. The refractive index of the hydrogarnet is much lower than that of the dry grossularite, and the unit cell of the hydrogarnet is greater than that of the grossularite (see Yoder, 1950).

The wollastonite from all specimens mentioned in Table 2 was separated with centrifuging in Clerici solution. The purity of the material used for determination of physical and chemical properties was tested under the microscope by means of an immersion liquid with approximately the same refractive index as that of the mineral itself. The amount of impurities in all the separated wollastonite fractions was less than 1 %.

OPTICAL PROPERTIES

The refractive indices, axial angles, and extinction angles β/b of wollastonites are presented in Table 2.

Table 2. Optical properties of the wollastonites from Finland

Locality	α	β	γ	$\gamma - \alpha$	$2V_\alpha$	β/b
Pettiby, Parainen	1.621	1.632	1.634	0.013	38°	6° ± 1°
Piukkala, Parainen	1.620	1.632	1.634	0.014	40°	3° ± 1°
Skräbböle, Parainen	1.619	1.631	1.633	0.014	39°	5° ± 1°
Storgård, Parainen	1.620	1.632	1.634	0.014	39°	2° ± 1°
Lammala, Vestanfjärd	1.618	1.630	1.632	0.014	38°	1° ± 1°
Tytyri, Lohja	1.620	1.632	1.634	0.014	39°	4° ± 1°
Remonmäki, Pusula	1.619	1.630	1.632	0.013	40°	0° ± 1°
Martinkylä, Sipoo	1.618	1.631	1.633	0.015	40°	0° ± 1°
Sääksjärvi, Iitti	1.619	1.632	1.634	0.015	39°	4° ± 1°
Ihalainen, Lappeenranta	1.620	1.632	1.634	0.014	39°	5° ± 1°

The refractive indices were determined by means of the immersion method in sodium light at 20°C. The error is ± 0.001 . No variations indicating notable differences in the chemical composition were observed. The refractive indices of Finnish wollastonites vary as follows:

$$\alpha = 1.618 - 1.621$$

$$\beta = 1.630 - 1.632$$

$$\gamma = 1.632 - 1.634$$

The axial angle was measured on the universal stage. It varies only from 38° to 40° .

It was commonly believed before the X-ray studies that the wollastonite is monoclinic, with the plane of optic axes normal to the axis of the cleavage zone. The triclinic structural symmetry of the wollastonite was emphasized for the first time in the X-ray studies by Warren and Biscoe (1931), and soon afterward the small deviations from the monoclinic optics were also observed in some wollastonites. Peacock (1935 a) pointed out, on the basis of careful morphological studies, that there exist both a monoclinic and a triclinic modification of wollastonite. The optical properties of the two modifications were very similar, but »the optic axial plane was found to be strictly normal to the axis of the cleavage zone in monoclinic wollastonite, in triclinic wollastonite this plane was found to be inclined to the axis of the cleavage zone at 4° ». The inclination of the optic axial plane is, so far known, the only optical method to distinguish the triclinic wollastonite from the monoclinic parawollastonite. Many determinations of the extinction angle β/b in Finnish wollastonites were made on the universal stage, turning the wollastonite plates or needles around the horizontal b-axis. The results of these determinations are presented in Table 2. Most of the studied wollastonites are triclinic, with a distinct inclination of the optic axial plane. In some instances, however, the inclination is so small that it is not possible to decide by this method with certainty the symmetry of the wollastonite. The monoclinic optical properties found in the wollastonites from Pusula and Sipoo are probably caused by a very fine polysynthetic twinning of the triclinic modification, because the structural data of these wollastonites (see p. 14) agrees completely with those of the distinctly triclinic modification.

The elongation of the wollastonite is commonly parallel to the b-axis, and the sign of elongation varies when the needle-shaped wollastonite crystal is turned around the axis of the cleavage zone. Positive elongation, however, occurs in all sections of the wollastonite from Storgård, Parainen. This peculiar deviation from the common rule is caused by the fact that the elongation is parallel to the cleavage plane $10\bar{2}$ as also Winchell (1951) found in the wollastonite from Bingham, Utah.

CHEMICAL COMPOSITION

Three new chemical analyses of Finnish wollastonites were made by Mr. H. B. Wiik, M. A., at the request of the present author. Material centrifuged in Clerici solution was used for the analysis. The amount of impurities in the analyzed specimens was found to be less than 0.5 %. The specific gravity was determined by the pycnometer at 20°C .

Table 3. Chemical composition of Finnish wollastonites

Constituent	1		2		3	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	50.82	.8462	50.74	.8448	50.76	.8452
FeO.....	0.18	.0025	0.36	.0050	0.72	.0100
MnO.....	0.03	.0004	0.03	.0004	0.08	.0011
MgO.....	0.22	.0055	0.50	.0124	0.14	.0035
CaO.....	48.16	.8588	47.92	.8545	48.72	.8688
Na ₂ O.....	0.12	.0019	0.00	—	n. d.	—
K ₂ O.....	0.07	.0007	0.00	—	n. d.	—
H ₂ O+.....	0.08	.0044	0.08	.0044	0.00	—
H ₂ O—.....	0.00	—	0.00	—	0.02	—
Total.....	99.68	—	99.63	—	100.44	—
Sp. gr.	2.91	—	2.91	—	2.92	—

1. Wollastonite. Remonmäki, Pusula.

2. Wollastonite. Sääksjärvi, Iitti.

3. Wollastonite. Storgård, Parainen.

The chemical composition of the analyzed wollastonites (Table 3) agrees very well with the theoretical composition of calcium metasilicate. The content of FeO, MnO, and MgO is always less than 1 %. The greatest variation occurs in the content of FeO, but this variation is not sufficiently strong to cause observable differences in the physical properties. The low alkali and water content in the wollastonite from Pusula suggests the presence of the pectolite component.

X-RAY DIFFRACTION DATA

An attempt to resolve the structural symmetry of Finnish wollastonites by means of the powder X-ray diffraction data was made. The powder X-ray diagrams were taken by means of a Geiger Counter Recording X-Ray Spectrometer (Norelco) of the North American Philips Co., Inc., with CuK-radiation and Ni-filter. The X-ray spectrometer was calibrated with a quartz standard, and it will reproduce angles (2θ) measurable to 0.025° .

The powder patterns of the wollastonites in Finland (Table 4) agree completely with one another, thus suggesting the same group of structure symmetry for all studied specimens. It may be emphasized that the diffraction patterns of the wollastonites from Pusula and Sipoo having monoclinic optical properties (see Table 2) are rather similar to those of the optically triclinic wollastonites.

Table 4. Powder diffraction data for wollastonites from Finland (1) and for triclinic wollastonite from Crestmore (2)

1		2		1		2	
d	I	d	I	d	I	d	I
3.850	6	3.82	vw	2.210	1/2	—	—
3.524	6	3.50	w	2.185	2	2.18	vw
3.440 n. o.	1/2	—	—	2.165	1	—	—
3.324	8	3.29	m	2.093 n. o.	1/2	—	—
3.245 n. o.	1/2	—	—	2.023	1	2.01	vwv
3.200 n. o.	1/2	3.19	vwv	1.984	1	1.972	vwv
3.132 n. o.	1/2	—	—	1.920	1 1/2	—	—
3.090	5	3.09	w	1.854 n. o.	1/2	—	—
2.985	10	2.97	s	1.835	1 1/2	1.823	m
2.923 n. o.	1/2	—	—	1.809 n. o.	1/2	1.788	vwv
2.815 n. o.	1/2	—	—	1.759	2	1.750	vw
2.731	2 1/2	—	—	1.719	2	1.711	vw
2.561	2	—	—	1.607 n. o.	1/2	1.596	vw
2.481	3	2.46	vw	1.532	1	1.526	vwv
2.422 n. o.	1/2	—	—	1.516 n. o.	1/2	—	—
2.349	3	2.34	vwv	1.471 n. o.	1/2	1.471	vwv
2.337	2	—	—	1.457	2	1.449	vwv
2.304	4	2.30	vwv	1.360	2	1.353	vwv
2.297	1	—	—				

Explanation of symbols: d, interplanar spacings in kX units; I, intensity; s, strong; m, medium w, weak; v, very; n. o., not observed in all specimens. $I = I_{(hkl)}/I_{10}$.

The diffraction patterns of the wollastonites from Finland are closely related to those obtained by Clark (1946) for the wollastonite from Crestmore (see Table 4), whose triclinic symmetry was demonstrated by Peacock (1935a). Furthermore, the diffraction patterns of Finnish wollastonites are related to the pattern of pectolite. According to Peacock (1935b), pectolite is triclinic and belongs to the group of minerals whose type is triclinic wollastonite.

The diffraction data suggests a triclinic structure symmetry for the wollastonites in Finland. An accurate check of the triclinic symmetry may be obtained, if it is possible to observe marked differences between the diffraction patterns of the wollastonites studied and of monoclinic parawollastonite.

Unfortunately, the present author had no material for producing a powder X-ray diagram of the monoclinic parawollastonite. Furthermore, the d-spacings of the accurately monoclinic wollastonite have not been published¹. On the basis of the structural data for the monoclinic wollastonite ($a_0 = 15.33\text{\AA}$; $b_0 = 7.28\text{\AA}$; $c_0 = 7.07\text{\AA}$; $\beta = 95^\circ 25'$; space group C_{2h}^5) given by Barnick (1935), the d-spacings for h0l's were calculated from the formula

¹ O'Daniel and Tscheischwili (1948) published the diffraction data for a natural wollastonite supposed to be monoclinic belonging to the space group C_{2h}^4 . No accurate check relative to the monoclinic structure symmetry of this wollastonite is available, and its diffraction pattern agrees almost completely with the patterns of triclinic wollastonites presented in Table 4.

$$d_{(hkl)} = \frac{1}{\sqrt{\frac{h^2}{a^2} + \frac{l^2}{c^2} - \frac{2hl \cos \beta}{ac} + \frac{k^2}{b^2}}}$$

All calculated d 's from $d = 4.000$ kX to $d = 2.000$ kX are seen in Fig. 1, where the d -spacings for $h0l$'s, permitted in the space group of the parawollastonites are marked by solid lines and the d -spacings not permitted are shown by lines of dashes. For comparison of structural data, the X-ray diagrams were produced from oriented plates and needles of Finnish wollastonites rotating around the b -axis with the X-ray beam normal to the axis of the cleavage zone. These d -spacings are also presented in Fig. 1.

The comparison of the d -spacings for the $[ac]$ zone (Fig. 1) shows that most of the interplanar spacings observed in Finnish wollastonites are also possible in the monoclinic parawollastonite, but the wollastonites from Finland give some diffraction lines not permitted in the monoclinic modification of wollastonite. The most »critical» d -spacings, which indicate for Finnish material, a symmetry different from that of parawollastonite, are:

$$d = 2.349 \text{ kX}; d = 2.337 \text{ kX}; d = 2.304 \text{ kX}; d = 2.297 \text{ kX}.$$

These d -spacings represent the surfaces $(\bar{1}03)$, (003) , (601) , $(\bar{2}03)$, and (103) , which do not give reflections in the space group C_{2h}^5 of the monoclinic wollastonite, but the d -spacings for these $h0l$'s are permitted in the triclinic structural symmetry.

The diffraction patterns of the monoclinic and triclinic modifications of the wollastonite seem to be closely related, as would be expected also on the basis of the similar physical properties. The structural differences are found in the reflections from the $[ac]$ zone, but it is probable that these same differences are observable also in the powder X-ray diagrams.

CONCLUSION

The physical and chemical properties show that the wollastonites in Finnish limestones are very uniform in all localities investigated. The observed small inclinations of the optic axial plane to the axis of the cleavage zone suggest a triclinic symmetry for most wollastonites, but in some instances the optical properties suggest a monoclinic symmetry. The powder X-ray diffraction patterns show, however, that the structural symmetry of all Finnish wollastonites agrees with that of the triclinic wollastonite from Crestmore. The triclinic structure symmetry of the wollastonites from Finland was checked also by the structural differences obtained in the

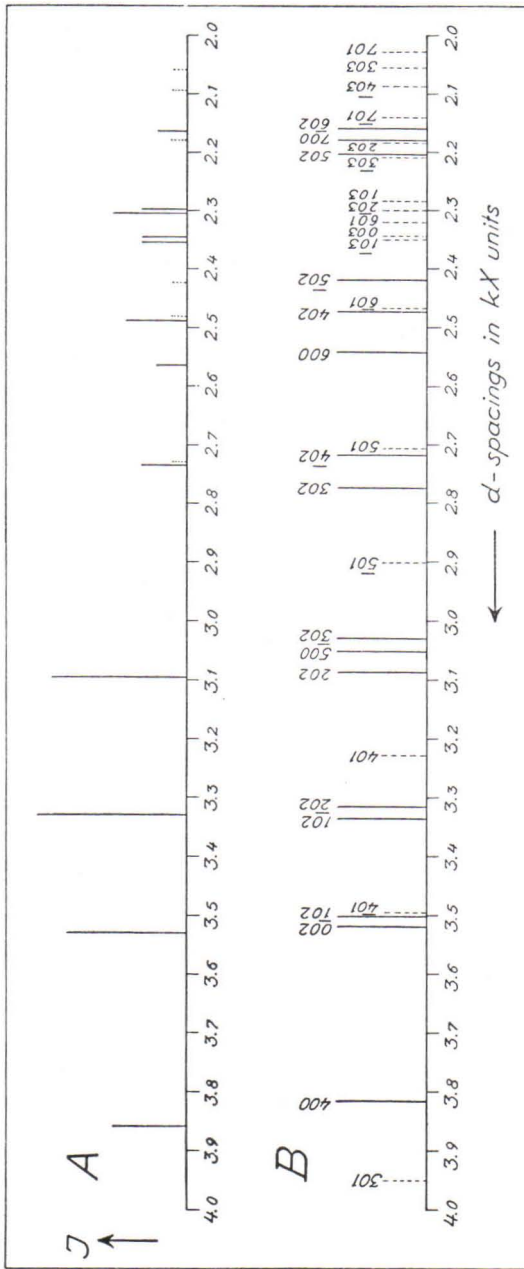


Fig. 1. Interplanar spacings for the [ac] zone. A, Finnish wollastonites; dotted lines, not observed in all specimens. B, Monoclinic parawollastonite (calculated); lines of dashes, d-spacings not permitted in the space group C_{2h}^2 .

diffraction patterns of the natural wollastonite modifications. It appears from this investigation that the apparently monoclinic optical properties of some wollastonites are caused by a very fine polysynthetic twinning of the triclinic modification.

Ito (1950), on the basis of structural data, regarded also monoclinic parawollastonite as a twinned modification of triclinic wollastonite. Applying his theory of twinned lattices, Ito presented many alternative ways of combining two unit cells of triclinic wollastonite to obtain the monoclinic unit cell, and he suggested that both wollastonite types probably might be derived from another monoclinic wollastonite type, called protowollastonite. This type, however, has not been found in Nature.

Acknowledgments — In the course of this work the facilities of the Geochemical Laboratory at the Institute of Geology, University of Helsinki, were placed at author's disposal through the kindness of Professor Th. G. Sahama. Advice in the X-ray diffraction technique was obtained from Dr. K. J. Neuvonen. The chemical analyses were made by Mr. H. B. Wiik, and Mrs. Toini Mikkola assisted in the optical determinations. The author wishes to express his sincere gratitude to all these persons.

REFERENCES

- BARNICK, M. (1935) Strukturuntersuchungen des natürlichen Wollastonits. *Naturwissenschaften* 23, S. 770.
- CLARK, C. BURTON (1946) X-ray diffraction data for compounds in the system CaO-MgO-SiO₂. *J. Am. Ceram. Soc.* 29, p. 25.
- ESKOLA, PENTTI, HACKMAN, VICTOR, LAITAKARI, AARNE ja WILKMAN, W. W. (1919) Suomen kalkkikivi. With an English summary of the contents: Limestones in Finland. *Suomen geol. toim. geotekn. tiedonantoja* 21.
- ITO, T. (1950) X-ray studies on polymorphism. Tokyo.
- LAITAKARI, AARNE (1921) Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas). *Bull. Comm. géol. Finlande* 54.
- O'DANIEL, H. und TSCHESCHWILI, L. (1948) Zur Struktur von NaBeF₃ und α -CaSiO₃. *Neues Jahrb. Mineral. Geol., Monatsh.* 1945—1948, Abt. A, p. 56.
- PEACOCK, M. A. (1935a) On wollastonite and parawollastonite. *Am. J. Sci.* 30, p. 495.
- (1935b) On pectolite. *Z. Krist.* 90, p. 97.
- WARREN, B. E. and BISCOE, J. (1931) The crystal structure of the monoclinic pyroxenes. *Z. Krist.* 80, p. 391.
- WINCHELL, ALEXANDER N. and WINCHELL, HORACE (1951) *Elements of optical mineralogy*, Fourth Edition, Part II, Description of minerals. New York.
- YODER, HATTEN S., JR. (1950) Stability relations of grossularite. *J. Geol.* 58, p. 221.

ÜBER DIE TEKTONISCHE EINTEILUNG DER TIEFENGESTEINE ¹

VON

MARTTI SAKSELA

Geologisches Institut, Universität Helsinki

AUSZUG

Verfasser beschreibt die tektonische Erscheinungsweise der Tiefengesteine in verschiedenen Gebieten von Fennoskandia und zeigt, dass die von ihm früher vorgeschlagene tektonische Einteilung der genannten Gesteine allgemein durchführbar ist. Zugleich weist er die Einwände zurück, die von Pentti Eskola gegen diese Einteilung gerichtet wurden. Die Bildungsweise der Migmatite und die Stellung dieser Gesteine in der orogenetischen Entwicklung der Gebirgszonen werden diskutiert.

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	19
DIE VON VERFASSER VORGESCHLAGENE EINTEILUNG DER TIEFENGESTEINE UND DIE MÖGLICHKEITEN IHRER ALLGEMEINEN DURCHFÜHRUNG	21
DIE MIGMATITE	45
ZUR TEKTONISCHEN ENTWICKLUNG DER SVEKOFENNIDEN	51
SCHLUSSBEMERKUNGEN ANLÄSSLICH DER VON ESKOLA GEMachten EINWÄNDE	52
SCHRIFTTUM	53

EINLEITUNG

In seiner neulich erschienenen Arbeit »A discussion of domes and granites and ores« setzt Eskola (1952) unseren Meinungs-austausch über die Entstehung der Granitgneiskuppeln und der Erze im Pitkärantagebiet fort (siehe Eskola, 1949, 1951; Saksela, 1951, 1952a). Er hat aber jetzt das »Granitproblem« in allgemeinerem Sinne zur Behandlung aufgenommen und in diesem Zusammenhang auf meine in Ostbothnien ausgeführten

¹ Eingegangen am 30. December 1952.

Untersuchungen scheinbar eine sehr strenge Kritik gerichtet. Eskola beschliesst sein Schreiben wie folgt: »It seems to me that his (Saksela's) peculiar fondness of pegmatites is connected with his failure to understand what is known at present about pegmatites, granites, and rocks and minerals in general». Derartige Gefühlsausbrüche, die zusammen mit unbegründeten Vermutungen und Hypothesen das hauptsächlichste »Beweismaterial» in Eskolas Polemik ausmachen, zeigen, dass er vom Wege der ruhigen Sachlichkeit gewichen ist. Wenn man dazu noch berücksichtigt, dass Eskola meine Grundideen unrichtig referiert, kann man nicht dem Eindruck entgehen, dass seine ganze Polemik einen anderen Zweck hat als wichtige geologische Fragen objektiv in Erwägung zu ziehen und klarzulegen. Unter diesen Umständen scheint es unzweckmässig, den Meinungs austausch fortzusetzen. Wie ausserdem aus dem folgenden hervorgeht, ist dies ja, was das Pitkärantagebiet anbelangt, auch nicht mehr vonnöten. Eskola hat nämlich nunmehr seine frühere Auffassung aufgegeben, nach welcher bei der Bildung der Granitgneiskuppeln Granitisierungsvorgänge von grundsätzlicher Bedeutung gewesen wären. Jetzt teilt er mit, dass »the Karelian domes, including those at Pitkäranta, are all tectonic domes» (Eskola, 1952, S. 126). Dies ist ja gerade der von mir (Saksela, 1951, S. 184) und früher von Trüstedt (1907, S. 59) ausgesprochene Gedanke! Vom Standpunkt der Kuppelbildung aus betrachtet ist es also ohne Bedeutung, ob das Kuppelmaterial gleichzeitig granitisiert worden ist oder nicht. Es ist ja ausserdem sehr fraglich, ob man von Granitisierung in Pitkäranta überhaupt reden kann. Eskola hat keine Beweise zur Stütze einer eventuellen Granitisierung vorlegen können (siehe Saksela, 1952 a, S. 116). Wahrscheinlich um seine diesbezügliche eigenartige Beweisführung zu verteidigen, teilt Eskola (1952, S. 127) jetzt mit: »Saksela writes as if he does not know that it is possible to tell the mineralogical composition of a rock from its chemical analysis if the mineral facies is known». Es ist kaum nötig zu bemerken, dass derartige Auffassungen von mir nie ausgesprochen worden sind. Wohl habe ich behauptet (Saksela, 1952 a, S. 117), dass zwei Analysen, die sich auf Granitgneisbelegstücke beziehen, die aus einer Entfernung von 60 km—100 km von Pitkäranta stammen, keine Winke für eine eventuelle Granitisierung innerhalb der Granitgneiskuppeln von Pitkäranta geben können, am allerwenigsten, wenn die analysierten Belegstücke gar nicht zur Verfügung standen und nur die chemische Zusammensetzung bekannt ist. Was die Entstehung der Pitkäranta-Erze anbelangt, so stelle ich mit Befriedigung fest, dass sich Eskola in einigen wichtigen Punkten meinen Auffassungen anschliesst.

Derjenige Teil von Eskolas Veröffentlichung, worin die »Granitprobleme» eingehender behandelt werden, ist ein Zeugnis für den beinahe chaotischen Stand der jetzigen Granitforschung. Es sieht so aus, wie wenn man die im Felde erzielten Resultate unberücksichtigt gelassen und durch mehr oder weniger phantastische Hypothesen ersetzt hätte. Die letztgenannten

kulminieren wohl in der Auffassung, das keine eigentlichen Granitintrusionen stattgefunden haben sollen, sondern es wären die Granite durch irgendwelche Granitisierungsprozesse *in situ* gebildet worden (Backlund, 1936, 1937). Auch betreffs der Einteilung der Granite scheint Unklarheit zu herrschen. Es ist m. E. hohe Zeit, die schon gewonnenen Resultate zu sammeln und kritisch zu überprüfen. In diesem Sinne habe ich die folgenden Zeilen niedergeschrieben.

DIE VON VERFASSER VORGESCHLAGENE EINTEILUNG DER TIEFENGESTEINE UND DIE MÖGLICHKEITEN IHRER ALLGEMEINEN DURCHFÜHRUNG

Als ich mit der geologischen Kartierung Ostbothniens beschäftigt war, erwies es sich, um eine möglichst zuverlässige und lebendige geologische Karte zustandezubringen, als notwendig, der tektonischen Erscheinungsweise der Tiefengesteine besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden. Es zeigte sich hierbei, dass sich die genannten Gesteine hinsichtlich ihrer Erscheinungsweise ungezwungen in zwei Gruppen einteilen liessen. Von diesen habe ich die eine als synorogen, die andere als spätorogen bezeichnet, in Übereinstimmung mit der Erklärungsweise, die nach meiner Meinung die Verschiedenheiten in der Erscheinungsweise der beiden Gruppen leichtbegreiflich macht (siehe S. 24). Diese Verschiedenheiten äussern sich folgendermassen:

1. Die Vertreter der synorogenen Gruppe kommen in der Superkrustalformation als konkordante Intrusionen vor. Sie bilden mit der Streichrichtung der umgebenden Schiefer parallele, entweder längliche ausgedehntere Massive oder schmalere lager- und gangartige Massen. Die Gesteine der spätorogenen Gruppe dagegen treten als rundliche oder unregelmässig geformte Gebiete auf, deren Grenzlinien, sowohl in grossen als kleinen Zügen betrachtet, sehr oft quer über die Streichrichtung der älteren Gesteine gerichtet sind.

2. Die Gesteine der beiden Gruppen verhalten sich verschiedenartig auch in bezug auf die anderen Parallelstrukturen. So verlaufen die Streckungsrichtungen und die Achsen der Kleinfalten sowohl in den synorogenen Intrusiven als in den Schiefen, welche diese umgeben oder an sie grenzen, in auffallendem Masse gleich und sind regional gleichen Schwankungen unterworfen. Es ist interessant, die Kontaktzonen der erwähnten Gesteine zu studieren, wo das synorogene Intrusivgestein gewöhnlich reichlich Schieferfragmente enthält. In diesen Fragmenten sind die Streckungsrichtungen dieselben wie im angrenzenden, einheitlichen Schiefergebiet. Dieselbe Orientierung ist auch in den kleinsten Fragmenten sogar ausserhalb der eigentlichen Kontaktzone zu beobachten. Es sei noch erwähnt,

dass der obenbeschriebene Parallelismus sogar im »molekularen Bereich«, in der Gitterregelung der einzelnen mineralischen Gemengteile, festzustellen ist. Die ostbothnischen Gesteine sind bis auf weiteres gefügeanalytisch nicht untersucht worden, aber Hietanen (1943) hat die synorogenen Intrusivgesteine (die Glieder der Trondhjemitserie) und die benachbarten sedimentogenen Gesteine (Kinzigite etc.) des Kalantigebietes einer solchen Untersuchung unterzogen. Sie schreibt: »Die Gefügeanalysen zeigen, dass die beiden Gruppen (also die Trondhjemitserie und der sedimentogene Komplex) B-Tektonite (siehe Sander, 1928) sind, und ferner, dass es eine vollkommene Korrespondenz zwischen den s-Flächen (siehe Sander, 1911) im Felde und den verschiedenen Maxima der Biotitdiagramme gibt. Somit können wir die der Schichtung (s_1) und Schieferung (s_2) entsprechenden s-Flächen in benachbarten intrusiven Gesteinen bestimmen, auch wenn man sie nicht mittels des Kompasses messen kann. Ferner gibt die Richtung b des Diagrammes die Richtung der Faltenachsen und der Streckung an, und man kann auch den Parallelismus dieser Strukturelemente mittels der Gefügeanalyse immer nachweisen« (Hietanen, 1943, S. 90).

Die obenerwähnten Tatsachen zeigen deutlich, dass die Glieder der synorogenen Gruppe sich der Tektonik des umgebenden Felsgrundes geschmeidig anpassen. Wesentlich anders verhält es sich mit den Vertretern der spätorogenen Gruppe. Die Grenzen der von den Gesteinen dieser Gruppe gebildeten Massive schneiden im Kartenbild sowohl die lokalen Streckungsrichtungen als auch das allgemeine Achsialstreichen schroff ab. Diese Gruppe ist wenig vom tektonischen Bau des umgebenden Felsgrundes abhängig. Es ist interessant in diesem Zusammenhang feststellen zu können, dass dort, wo die Vertreter der spätorogenen Gruppe als grössere Massive vorkommen, in ihrer nächsten Umgebung Störungen in der Tektonik des älteren Felsgrundes zu beobachten sind. So beobachtet man u. a. merkbare Abweichungen der Streckungsrichtungen von den vorausgesehenen und denjenigen, die weiter entfernt herrschend sind.

3. Die beiden Tiefengesteinsgruppen besitzen eine verschiedene Art, mit den älteren Gesteinen Mischgesteine zu bilden. Die Schiefer in der Nähe der synorogenen Intrusionen sind oft adergneisartig ausgebildet. Sie enthalten zahlreiche schmälere oder breitere konkordante Adern der letztgenannten Gesteine. Ebenso enthalten diese Intrusive zahlreiche längliche Schieferfetzen. Wo wieder die Gesteine der spätorogenen Gruppe an die Schiefer grenzen, kann auch ein Eindringen des Intrusivgesteins in die Schiefer beobachtet werden, aber die Intrusivgänge sind jetzt nicht, wie im vorigen Falle, konkordant, sondern sie schneiden die Schiefer in beliebigen Richtungen ab. Wenn die Gänge in reichlicheren Mengen vorkommen, bildet sich in der Kontaktzone ein Mischgestein, das seinem Charakter nach agmatitisch, intrusivbreccienartig ist.

Ziemlich weite Gebiete in Ostbothnien sind aus Adergneisen aufgebaut.

Das Vorkommen der agmatitischen Gesteine beschränkt sich dagegen auf die nächste Umgebung der Intrusivmassen. Es ist jedoch interessant festzustellen, dass im Felsgrund von Fennoskandia stellenweise auch die Agmatite ziemlich grosse Gebiete bilden können. Als gutes Beispiel möge das Gebiet von Stockholmsgranit in der Gegend von Stockholm erwähnt werden (siehe die geologische Karte von Holmquist, 1910). Nach Sundius (1930) ist das ganze Massiv als eine Breccie in riesengrossem Massstab zu bezeichnen, eine Breccie, in welcher die älteren Gneisgesteine, inklusive die mit ihnen verbundenen Pegmatite, als scharfkantige Bruchstücke vorkommen und der Granit das Bindemittel bildet. Das zweite Beispiel bietet der sog. Rysskärsgranit im Pellingebiet (Sederholm, 1923). Besonders interessant ist die Beobachtung Sederholm's, dass der vom Rysskärsgranit gebildete Agmatit, obschon er in hohem Masse variiert, nirgends in Adergneis (Arterit) übergeht.

Die obenerörterten Züge in der Erscheinungsweise der beiden Granitgruppen sind so charakteristisch und lassen sich im Felde so deutlich feststellen, dass die Einteilung der Tiefengesteine gut auf sie basiert werden kann. Die Verteilung der beiden Gruppen geht aus der Karte in Tafel I hervor. Zu der synorogenen Gruppe gehören deutlich parallelstruierte oder beinahe massige, gleichkörnige oder porphyrtartige granitische und granodioritische Gesteine. An diese schliessen sich einerseits Pegmatite, Aplite und Muskovitgranite, andererseits quarzdioritische, dioritische und gabbroidische Gesteine an. In dieselbe Gruppe gehören einigermaßen auch charnockitische Gesteine (pyroxenhaltige Granodiorite und Quarzdiorite), die früher von Väyrynen (1920, 1923) und neulich von Helovuori (1949) beschrieben worden sind. Mikroskopisch kann festgestellt werden, dass die Kataklaserscheinungen in den synorogenen Intrusiven nicht selten sind. Es sei erwähnt, dass auch in den Pegmatiten Spuren von kräftiger mechanischer Deformation zu beobachten sind. Unter den Vertretern der spät-orogenen Gruppe finden sich granitische, granodioritische, mikroklinquarzdioritische, quarzdioritische, dioritische, gabbroidische und peridotitische Gesteine. Sie bilden eine schöne Differentiationsserie und gehen meistens allmählich in einander über. Im allgemeinen sind die Gesteine der spät-orogenen Gruppe ihrer Struktur nach massig, obschon auch mehr oder weniger schiefrige Abarten angetroffen werden. Auch an diese Gruppe schliessen sich pegmatitische Gesteine an.

Die oben dargelegte tektonische Einteilung erwies sich als die einzige brauchbare in Ostbothnien. (Die rein petrographische Einteilung lasse ich unbeachtet.) Die übliche Einteilung der Tiefengesteine in Altersgruppen stiess auf sehr grosse Schwierigkeiten, denn entscheidende Kontaktbeobachtungen, auf welche sich diese Alterseinteilung stützt, liegen aus Ostbothnien, wie aus so vielen anderen Gebieten, nur allzu wenig vor. Die tektonische Einteilung wird aber zugleich auch zu einer Alterseinteilung,

wenn man an der Erklärung festhält, die unten über die Intrusionsart der Tiefengesteine gegeben werden soll. Die synorogenen Tiefengesteine sind die älteren, die spätorogenen die jüngeren. Es ist zu bemerken, dass alle entscheidenden Kontaktbeobachtungen, die im mittleren und südlichen Ostbothnien gemacht worden sind, zum selben Resultat wie auch die tektonische Einteilung zu führen scheinen.

Wie sind nun die Verschiedenheiten in der Erscheinungsweise der beiden Tiefengesteinsgruppen zu erklären? Offenbar sind sie in kausalen Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung des untersuchten Gebiets zu stellen. Nach meiner Ansicht beruhen die Verschiedenheiten auf dem ganz verschiedenartigen Intrusionsmechanismus der Tiefengesteine, der wiederum davon abhängt, dass die erwähnten Gesteinsgruppen während orogener Phasen verschiedener Art in den sich deformierenden Komplex eingedrungen sind. Es sind in der Hauptsache zwei solche Phasen zu unterscheiden: die eine, die durch kräftige tangentielle Bewegungen nach Art der alpinen Deckenüberschiebungen charakterisiert ist, und die andere wieder vom Typus der sog. Grundfaltung.¹ Während einer orogenetischen Phase erstgenannter Art sind Tiefengesteine der synorogenen Gruppe hervorgezungen. Zahlreiche Überschiebungsflächen (Scherflächen) haben hierbei als natürliche Kanäle fungiert, längs welchen die Granite etc. leicht und in grossen Mengen eindringen können. Solange sich die einzelnen Decken gegeneinander bewegten, und die Scherflächen einen kleinen Winkel mit der Druckrichtung bildeten (also sich in ziemlich flachgeneigter Lage befanden), war der Teildruck, der danach strebte, die Intrusionskanäle zu verschliessen, verhältnismässig gering, und die Intrusion konnte fortsetzen. Die Intrusionskörper gestalteten sich in dieser Phase lamellenartig, indem sie Ophiolithe oder — wenn saure Magmen in Frage kommen — Ophiolithoide bildeten. Wenn die Überschiebung lange genug fortgesetzt hatte, begann das ganze sich deformierende Segment des Felsgrundes kräftiger zu reagieren. Die Decken reagierten — um Wegmann's (1928 b) Worte zu gebrauchen — als eine einheitliche Masse und konsumierten jetzt einen Teil der Energie in einer oder mehreren Aufwölbungen des ganzen Gebäudes. Den zur Zeit der so beginnenden Grundfaltung hervorbrechenden Tiefengesteinen — den Gliedern der spätorogenen Gruppe — standen nicht mehr die obengenannten durch die Überschiebungsflächen dargebotenen Kanäle zur Verfügung, sondern sie suchten sich anfangs in die nach oben gewölbten Teile der steifen Kruste. Wahrscheinlich setzte sich ihr Empordringen — nachdem sie den orogenen Impuls erhalten hatten — aus eigener innerer Energie fort.

¹ Betreffs dieser Begriffe verweise ich nur auf Wegmann's (1928 a, b, 1929 a, b, c, 1930) und Argand's (1924) Veröffentlichungen, die sich mit denselben befassen.

Es fragt sich jetzt, ob die oben beschriebenen und definierten Tiefengesteinsgruppen nur für die ausgedehnte Superkrustalformation Ostbothniens charakteristisch sind oder auch anderswo und innerhalb der jüngeren Gebirgszonen vorkommen. Ich beschränke meine Betrachtungen auf die Grundgebirgsgebiete Fennoskandias.

Schon Törnebohm (1880) beobachtete, dass die Granite nicht nur petrographisch merkbare Verschiedenheiten aufweisen, sondern auch hinsichtlich ihrer Relation zu den anderen Gesteinen sich verschiedenartig verhalten können. Er unterschied zwei Gruppen: die jüngeren Granite und die Urgranite. Die erstere ist durch den massigen Stockholmsgranit vertreten. In den Kontaktzonen schliesst dieser Granit in sich unregelmässig geformte, scharfkantige Bruchstücke von älteren Gesteinen. Im allgemeinen bilden die jüngeren Granite nach Törnebohm Massive mit rundlichen oder elliptischen Konturen. Zu den umgebenden geschichteten Gesteinen verhalten sie sich an verschiedenen Stellen einigermassen verschiedenartig, indem sie die Schichten bald schroff abschneiden, bald wieder diese seitwärts biegen. Im letzteren Falle, und besonders wenn es sich um grössere Granitmassive handelt, ist das Streichen der Schichten in gewisser Masse durch die Konturen der Massive bestimmt. Dies deutet nach Törnebohm auf einen Druck seitens der Granitmassive hin. Die Urgranite können ihrer Struktur nach massig sein, sie gehen aber oft in gneisartige Varietäten über. Auch die zu dieser Gruppe gehörigen Granite schliessen in sich Fragmente von den benachbarten geschieferten oder geschichteten Gesteinen, die Fragmente sind aber ausgedehnt und abgeplattet. Die Urgranite treten oft als mehr oder weniger linsenförmige Massen in den geschichteten Gesteinen auf.

So berichtet schon im vorigen Jahrhundert ein scharfsinniger Beobachter über seine Untersuchungsresultate. Später sind zahlreiche Beobachtungen gemacht worden, die in dieselbe Richtung deuten. Nach Geijer (1916, S. 48) bilden die jüngeren, serarchäischen (siehe Högbom, 1910) Granite eine wohldefinierte Gruppe, charakterisiert durch »crosscutting relations to the older rocks». In diesen Relationen äussern sich nach Geijer diejenigen Sonderzüge des Intrusionsmechanismus, die Daly (1914) zur Stütze seiner Hypothese von der Entstehung der batholithischen Intrusionen mittels »overhead stoping» (oder Überbrechen; siehe Bergeat, 1924, S. 57) dargelegt hat. Was die Erscheinungsweise der älteren archäischen Granite anbelangt, »they always show a very marked dependence on the structure of the surrounding rocks, never breaking across their strike so plainly as do the Serarchean granites; also the brecciation of the country rock by the granite, so conspicuous a feature in the latter, is almost absent here» (Geijer, 1916, S. 48).

Asklund (1921) berichtet, dass die Urgranite Östergötlands eine auffallend konkordante Lage in bezug auf die Leptitformation besitzen. Sie bilden lange Strecken, die genau dem allgemeinen Streichen folgen. Der

jüngere Filipstadsgranit überquert die ältere Schieferung, sticht als kuppelartige Massen hervor oder schneidet als Gänge die Parallelstrukturen der älteren Gesteine ab. Er bildet rundliche oder mehr unregelmässig konturierte grössere Massive.

Im Ätvidabergsgebiet in Schweden kommen gleichfalls zwei Granitgruppen vor. Die älteren Gneisgranite bilden nach Sundius (1921a) Lagerintrusionen, die nirgends die Schichtung oder Schieferigkeit der umgebenden Gesteine überqueren. Sundius weist auf Goldschmidt's (1921) Untersuchungen im Stavangergebiet hin und macht auf die Ähnlichkeiten aufmerksam, die die Gneisgranitintrusionen im Vergleich zu den kaledonidischen lagergangartigen Granitinjektionen des norwegischen Hochgebirges darzubieten haben. Im allgemeinen sind die Gneisgranite überall im Ätvidabergsgebiet von zahlreichen Pegmatitgängen begleitet, deren tektonische Erscheinungsweise in bezug auf die Lagerung und Schieferung der durchsetzten Gesteine auch konkordant ist. Diese Pegmatite unterscheiden sich in ihrer Mineralzusammensetzung von den entsprechenden Bildungen, die dem jüngeren Filipstadsgranit angehören. Die jüngeren Granite im Ätvidabergsgebiet bilden den äussersten Teil des grossen Batholithgebiets von Småland. Die Grenzen dieses Gebiets schneiden in grossen Zügen die alte Schieferung schroff ab.

Bei der übersichtlichen Behandlung der Intrusivformationen im mittleren und südlichen Schweden macht Sundius (1921b) wieder auf die frappierende Konformität aufmerksam, die zwischen den Urgranitintrusionen und der Schichtung der Leptitformation herrscht. Die Längsrichtung der Intrusionen ist mit den Faltenachsen sowie mit der allgemeinen Schieferigkeit konform. Die Konformität beschränkt sich nicht nur auf die grösseren Urgranitmassive, sondern sie gilt auch für die kleineren Ausläufer und Injektionen. Die Urgranitintrusionen sind m. a. W. der Tektonik der Leptitformation angepasst. Diese »syntektonische« Erscheinungsweise kann nach Sundius nur derart erklärt werden, dass das Eindringen des Magmas gleichzeitig mit der Bildung der Tektonik der älteren Formationen vor sich gegangen ist. Die jüngeren Granite bilden im allgemeinen überquerende oder nur in gewisser Masse der Tektonik des älteren Felsgrundes angepasste batholithische Massen. Sie haben Breccienbildungen verursacht. Die Metamorphose des Leptit-Urgranitkomplexes war in der Hauptsache schon fertig ausgebildet zur Zeit der Intrusion der jüngeren Magmen. Nach Sundius ist es verhältnismässig leicht, die beiden Altersgruppen auseinanderzuhalten. Die Sonderzüge derselben fallen auf fast allen Gesteinskarten in die Augen.

Im Grythyttegebiet kommen nach Sundius (1923) in gleicher Weise zwei Granitgruppen vor.—Auf die von Sundius in der Gegend von Stockholm ausgeführten Untersuchungen wurde oben (S. 23) bereits hingewiesen. Ein beträchtlicher Teil der im Stockholmsgranit auftretenden Bruch-

stücke besteht aus parallelstruiertem Gneisgranit, in dem zahlreiche Pegmatitadern enthalten sind. Wie aus Abb. 1 hervorgeht, schneidet der Stockholmsgranit diese miteinander parallelen Adern schroff ab. Es kommen also im Stockholmsgebiet Pegmatite vor, die deutlich älter als der Stock-



Abb. 1. Pegmatitschlieriger Gneisgranit, der vom Stockholmsgranit schroff abgeschnitten ist. Rechts oben ein kleineres Bruchstück von Gneisgranit. Hässeby. Massstab 1:23. Sundius (1930).

holmsgranit sind und sich offenbar an die Gneisgranite anschliessen. Es kommen aber auch Pegmatite vor, die aller Wahrscheinlichkeit nach jünger als die zuerst beschriebenen Pegmatite sind und sich an den Stockholmsgranit anschliessen. Die Gänge dieser Pegmatite besitzen nach Sundius in den Gneisen einen völlig unregelmässigen Verlauf und durchadern die letztgenannten Gesteine nach Art eines Netzwerkes. Desgleichen beobachtet man grössere einheitlichere Pegmatitmassen, die die gefalteten Gneisgesteine auf eine unregelmässige Weise zerreißen, und deren Kontakte die Parallelstrukturen der letztgenannten Gesteine überqueren.

Die von Sundius (1939) in der Gegend südöstlich von Stockholm ausgeführten Untersuchungen bieten ein beleuchtendes Beispiel von der Erscheinungsweise der Gneisgranite. Hier wechsellagern breitere und schmalere Zonen von schlierigem Gneis und gneisgranitischen Gesteinen. Im »Schlieringneis« finden sich zahlreiche pegmatitische Adern vor, die zum überwiegenden Teil subparallel miteinander und mit der Parallelstruktur der älteren Gesteine angeordnet sind. Ähnliche Pegmatitpartien kommen auch

im Gneisgranit vor. Diese Pegmatite vertreten nach Sundius die zuletzt erstarrten Teile des kräftig differenzierten Gneisgranitmagmas. Es kommen auch Pegmatite vor, die jünger als die obenbeschriebenen sind und oft unregelmässige Partien im Felsgrund bilden. Holmquist (1921) teilt mit, dass im Küstengebiet von Stockholm pegmatitische Spaltengänge vorkommen, die alle anderen Grundgebirgsgesteine in unregelmässig wechselnden Richtungen durchschneiden.

Im Gebiete des Kartenblattes Smedjebacken treten nach Hjelmqvist (Lundqvist und Hjelmqvist, 1937) Urgranite und jüngere archaische Granite (Enkullen- und Malingsbogranite) auf. Die ersteren sind nach dem erwähnten Forscher synorogen, gleichzeitig mit der Faltung der Leptitformation gebildet. Die letzteren sollen wieder postorogen (nach der Faltung gebildet) oder serorogen (gegen Ende der Faltung gebildet) sein, und sie zeigen in ihrem Auftreten nicht dieselbe Abhängigkeit von der Faltungstektonik wie die Urgranite. Sie sind im Gegenteil typische durchbrechende Granite, die den älteren Felsgrund breccieren. An beide Granitgruppen schliessen sich pegmatitische Gesteine an.

In Lekebergs Bergslag, Schweden, bilden die jüngeren Granite (Örebrogranite) an einigen Stellen domartige Massive. Die Beobachtungen über das Achsialfallen haben gezeigt, dass diese Massive Störungen im tektonischen Bau ihrer Umgebung verursacht haben (Magnusson, 1936d). Gleichartige Umgestaltungen in der Tektonik sind von Magnusson auch in anderen Teilen von Bergslagen, und zwar in der Nähe der Fellingsbogranite (Vertreter der jüngeren Serie) festgestellt worden. Nach Landergrén (1934) haben die jüngeren Granite im Lekebergsgebiet das Streichen des Granatgneises beeinflusst.

Im Grängesbergsgebiet (Magnusson, 1938b) schneiden die jüngeren Granite alle älteren Strukturzüge ab. Auf gleiche Weise verhalten sich die begleitenden Pegmatite. Die Urgranite dagegen fügen sich im grossen und ganzen in die »ältere Tektonik« ein. Magnusson bemerkt, dass dieselbe Schieferung und dieselbe Stengligkeit die Leptite, die Erze, die Dacit-Andesitgänge und die Urgranite kennzeichnen.

Im Erzgebiet von Ljusnarsberg kommen die Urgranite als Lagerintrusionen vor. Die jüngeren Granite sind dagegen in vertikaler Richtung emporgestiegen, die umgebenden Gesteinsschichten nach oben biegend und breccierend (Magnusson, 1940).

Um nach Ostbothnien zurückzukehren, so gehören nach Mäkinen (1916) alle hier vorkommenden postbothnischen Tiefengesteine zu ein und derselben Gruppe, einer Intrusionsserie von genetisch zusammengehörigen Gliedern von Graniten bis Gabbros und Peridotiten. Eine derartige Auffassung kann nicht stimmen, wie bei späteren Untersuchungen auch hervorgegangen ist (vgl. Väyrynen, 1920, 1923; Saksela, 1932 a, 1933 b, 1935, 1936). Schon Mäkinen's eigene Untersuchungen, u. a. seine Zeichnung,

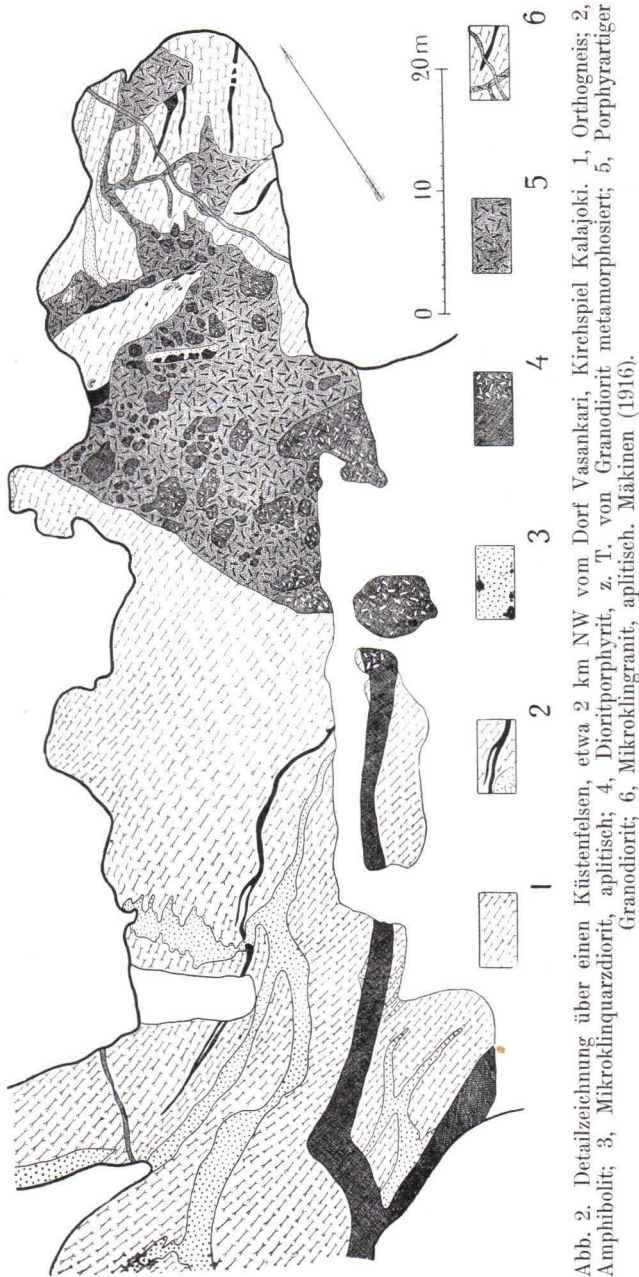


Abb. 2. Detailzeichnung über einen Küstenfelsen, etwa 2 km NW vom Dorf Vasankari, Kirchspiel Kalajoki. 1, Orthogneis; 2, Amphibolit; 3, Mikroklinggranit, aplitisch; 4, Dioritporphyrit, z. T. von Granodiorit metamorphosiert; 5, Porphyrtiger Granodiorit; 6, Mikroklinggranit, aplitisch. Mäkinen (1916).

(Abb. 2), deuten mit voller Klarheit auf die Existenz von zwei getrennten Intrusionsserien hin. Der »Orthogneis«, der nach Mäkinen am wahrscheinlichsten präbothnisch ist und die Unterlage der Superkrustalformation bilden soll, fällt ohne Zweifel der älteren postbothnischen Intrusionsserie

zu. Einen bindenden Beweis für das postbothnische Alter des Orthogneises liefert die von Mäkinen selbst gemachte Beobachtung, dass »das Streichen des ausgeprägt schiefrigen Orthogneises konform allen Biegungen im Paragneiskomplex folgt« (Mäkinen, 1916, S. 10). Wäre der Orthogneis wirklich älter als die bothnische Superkrustalformation, so hätte er sich bestimmt nicht so vollkommen in die Tektonik seiner Umgebung einfügen können. Es sei in diesem Zusammenhang erwähnt, dass es keineswegs unmöglich ist, innerhalb der ausgedehnten Superkrustalformation Ostbothniens kleinere Partien präbothnischen Alters anzutreffen (siehe Saksela und Heiskanen, 1952; Saksela, 1952b; Huhma, Salli und Matisto, 1952).

Im Skelleftegebiet, Nordschweden, das gut für eine Fortsetzung der Superkrustalformation Ostbothniens gehalten werden kann, zerfallen die archaischen Tiefengesteine gleichfalls in zwei Gruppen, deren tektonische Erscheinungsweise aller Wahrscheinlichkeit nach gleichartig ist wie in Ostbothnien. Von den älteren Graniten teilt Högbom (1928, 1931, 1937) mit, dass die von ihnen gebildeten Intrusionen mit der Tektonik der Umgebung konform und ihrem Charakter nach »syntektonisch« oder »orogen« sind. Von den jüngeren Revsunds- und Skelleftegraniten erwähnt Högbom, dass sie den Gneisgranit durchschneiden und dass sie »are always intruded independent of the pre-existing tectonics« (Högbom, 1928, S. 7). Sowohl an die jüngeren als auch an die älteren Granite schliessen sich einerseits mehr basische Gesteine, andererseits pegmatitische Varietäten an. Grip (1942) teilt mit, dass der Unterschied im Auftreten der älteren und jüngeren Granite im Skelleftegebiet auffallend ist. Erstere schliessen sich innig an die Faltung der superkrustalen Gesteine mit fast horizontalen Faltenachsen an. Wo wieder der jüngere Revsundsgranit, der gewöhnlich steile und durchbrechende Kontakte hat, auftritt, sind die tektonischen Züge viel mehr verwickelt als dort, wo nur Superkrustalgesteine und ältere Granite vorkommen.

Im Schiefergebiet von Tampere, in der südlichen Fortsetzung der Superkrustalformation von Ostbothnien, scheint das Auftreten der Granite wieder dasselbe zu sein. Was den westlichen Teil des Gebietes betrifft, so verweise ich auf die Untersuchungen, die Mikkola (1931) und Sederholm (1931) in der Gegend von Suodenniemi ausgeführt haben. Die spätorogene Tiefengesteinsgruppe ist hier aller Wahrscheinlichkeit nach durch den hellroten, porphyrtartigen Granit vertreten, der nach der von den genannten Forschern entworfenen Karte (bei Sederholm, 1931) zu urteilen, rundliche Massive zu bilden strebt, während der sog. jüngere Diorit, der hier die synorogene Gruppe vertritt, den umgebenden Schiefen gegenüber mehr konkordant aufzutreten scheint. Nach Mikkola steht die Intrusion des »jüngeren Diorits« mit der kräftigen Migmatitisierung der Schiefer im Zusammenhang, während die Intrusion des Porphyrgranits einen späteren Vorgang als die Migmatitisierung darzustellen scheint. Der Porphyrgranit, der in die Stellen der Achsialkulminationen eingedrungen ist, hat den früheren tektonischen

Bau beeinflusst, indem er die Bildung der Achsialkulminationen und -depressionen durch sein Empordringen noch mehr verstärkt. Er hat, wie es Mikola (1931, S. 10) ausdrückt, »pushed aside the schists of the depressions so as to become funnel-like in form and has forced the culminations to become a broad arch».

Der östliche Teil des Schiefergebietes von Tampere ist neulich von Seitsaari (1951) untersucht worden. Die synorogenen Intrusionen sind hier aller Wahrscheinlichkeit nach durch den porphyrischen, kräftig deformierten und oft augengneisartigen Granit vertreten, der im Kirchspiel Aitolhti einen langen und schmalen, lamellenartigen Körper in der Schieferformation bildet. Er scheint sich gut in die Tektonik der Umgebung einzufügen; die Streichrichtungen im Granit und in den Schiefen sind miteinander parallel. Die spätorogenen Intrusionen wieder sind durch das beinahe runde, etwa 8 km im Durchmesser messende Värmälä-Massiv repräsentiert. Das Empordringen des Massivs hat offenbar Störungen in der Tektonik seiner nächsten Umgebung verursacht. Härme und Seitsaari (1950, S. 20) teilen nämlich mit: »... the lineations in the supracrustal series are in general steeply plunging or vertical. In the immediate vicinity of the Värmälä granite, except in the northwest and northeast, they plunge more or less radially away from the granite. Near the boundaries the plunge is usually steep, but farther west and southwest of the granite it becomes in some places considerably flatter». Die genannten Forscher (1950, S. 22) sind zu der Auffassung gekommen, dass »the lineation and the foliation within the granite itself, as well as the lineation in its nearest surroundings . . . have resulted from the rise of the stock». Es handelt sich hier wohl um eine diapirartige Intrusion (vgl. Wegmann, 1930).

Vieles von Interesse bietet das Gebiet von Mustio (Svartå) im südwestlichen Finnland. Nach Metzger (1928) haben wir es hier mit einer Achsialkulmination in kleinem Massstab zu tun. Die verschiedenen Gesteine (Kalksteine, Leptite, Migmatite, Amphibolite, Gneisgranite) biegen sich ringförmig um den kleinen See Bruksträsk herum. Hierbei ist das Einfallen der einzelnen Lager stets gegen aussen gerichtet. Ein Mikroklinggranit, der jüngste Bestandteil des Felsgrundes, durchsetzt die übrigen Gesteine entweder in kleineren und grösseren Massiven oder in Gängen und Adern. Ein Massiv von Mikroklinggranit soll die Unterlage der kuppelförmigen Bildung verhüllen. In weiten Teilen des Gebietes hat nach Metzger bei dem Eindringen des Mikroklinggranits eine intensive Adergneisbildung (Arteritbildung) stattgefunden. Nach Metzger ist das tektonische Verhalten der beiden Granite verschiedenartig. Er schreibt (1928, S. 6): »Der Gneisgranit hat das Bestreben vollkommen den tektonischen Formen des umgebenden Felsgrundes zu folgen. Seine Parallelstruktur folgt mit Genauigkeit den Biegungen der Nachbargesteine. Auffallend ist auch die gemeinsame Parallelverschieferung der beiden Komponenten des Migmatits

zwischen Amphibolit und Gneisgranit». Über die Erscheinungsweise des Mikroklingranits teilt Metzger mit, dass dieser nur selten den tektonischen Formen mit der gleichen Parallelität wie der Gneisgranit folgt. Da, wo eine scheinbare Parallelität vorhanden ist, erkennt man stets, dass der Granit in Wirklichkeit die Formen überschneidet. Der Mikroklingranit ist nach Metzgers Auffassung »deutlich postorogenetisch«, hat aber bei seinem Eindringen gewisse vorgezeichnete Wege benutzt.

Später hat Mikkola (siehe Eskola, 1942) das Gebiet der Mustio-Kuppel untersucht. Die von ihm entworfene Karte gibt ein ganz abweichendes Bild vom Auftreten der Gesteine, und ausserdem kann man sehr wesentliche Änderungen in der Gesteinsbezeichnung feststellen. In erster Linie wird die Aufmerksamkeit darauf gerichtet, dass der Mikroklingranit jetzt als schmale lagergangähnliche Intrusionen vorkommt, die sich vollkommen in die allgemeine Tektonik einzufügen scheinen. Es sieht so aus, als ob sowohl der Gneisgranit als der Mikroklingranit zur selben, synorogenen Intrusionsserie gehörten, und die durchbrechenden spätorogenen Granite fehlten. Die Bildung der Adergneise dürfte also auch durch synorogene Intrusionen verursacht sein. Irgendwelche diapirartige Intrusionen können gar nicht in Frage kommen.

Auf der Grundlage der Neuuntersuchungen von Mikkola hat Metzger (1947) ein neues Blockstereogramm durch das Mustiogebiet gezeichnet. In diesem Stereogramm ist das ganze Innere des kalottenförmigen Gebildes von Mikroklingranit, den Metzger jetzt Palingengranit nennt, ausgefüllt. Metzger ist der Meinung, dass es sich hier um eine diapiritische Ansammlung von »Palingengranit« in Stirn einer Antiklinale handelt, und dass der »Palingengranit« aktiv an der Ausgestaltung der Achsialkulmination teilgenommen hat. Es dürfte ohne weiteres klar sein, dass Metzger's neues Stereogramm mit Mikkola's Karte nicht in Übereinstimmung steht und nur Metzger's eigene subjektive Auffassung von der Erscheinungsweise des Mikroklingranits zum Vorschein bringt. Auf den Begriff »Palingengranit« werde ich später noch zurückkommen.

Die Untersuchungen Sederholm's (1907, 1923, 1926, 1934) in den Küstengebieten von Südfinnland haben in hohem Grade die Erscheinungsweise der verschiedenen Granite klargelegt. Im Pellingegebiet (Sederholm, 1923) sind die ältesten archaischen Granite durch das sog. Våtskärsgranit vertreten. Dieser Granit ist stark mechanisch deformiert, und es schliessen sich an ihn pegmatitische und aplitische Varietäten an. Wo der Våtskärsgranit an die Schiefer grenzt, beobachtet man in den letztgenannten Granitadern, die parallel mit dem Streichen der Schiefer verlaufen. Der Våtskärsgranit bildet adergneisartige Migmatite, die ziemlich verbreitet sind und nach Sederholm nicht gleichartig sind wie die von den jüngeren Graniten gebildeten agmatitischen Mischgesteine. Jünger als der Våtskärsgranit sind die Rysskärs-, Hangö-, Onas- und Rapakiwigranite. Auf das

spätorogene Auftreten des erstgenannten wurde schon früher aufmerksam gemacht (S. 23). Die tektonische Erscheinungsweise des sog. Hangögranits scheint dagegen in sehr hohem Masse zu variieren, was offenbar darauf beruht, dass mit diesem Namen ungleichaltrige mikroklinreiche Granite bezeichnet worden sind. Der »Hangögranit« ist zum grossen Teil sehr inhomogen, zahlreiche Fragmente von anderen Gesteinen in sich schliessend und mit diesen Gesteinen Migmatite bildend. Die letztgenannten sind bald adergneisartig, bald wieder stellen sie typische Intrusivbreccien dar. Agmatitische Mischgesteine sind u. a. längs einer schmalen Zone im westlichen Teil von Stor Pellinge, nicht weit von der Ostgrenze des grossen Massivs von Onasgranit, angetroffen worden. Diese Agmatitzone scheint der erwähnten Grenze zu folgen, und es ist sehr möglich, dass der Intrusivteil des Mischgesteins z. B. in diesem Falle sich an den Onasgranit (und nicht an den »Hangögranit«) anschliesst.

Im Gebiet von Barösundsfjärd, westlich von Helsinki, sind die Granite von Sederholm (1926) in drei Altersgruppen eingeteilt worden. Die älteste Gruppe ist durch den Gneisgranit, die mittlere Gruppe wieder durch den mikroklinreichen »Hangögranit« vertreten. Der Gneisgranit ist gewöhnlich plagioklasreich, geht aber stellenweise einerseits in granodioritische, andererseits in mikroklinreichere Modifikationen über. Sowohl an den Gneisgranit als den »Hangögranit« schliessen sich in reichlichen Mengen aplitische und pegmatitische Gesteine an. Der jüngste Granit des Gebietes ist nach Sederholm der grobkörnige Obbnäsgranit, der ein ovales, schroff an seine Umgebung grenzendes Massiv bildet.

Sowohl der Gneisgranit als der »Hangögranit« treten im Barösundsfjärdsgebiet hauptsächlich als migmatitbildend auf. Die Migmatite sind ihrem Charakter nach entweder agmatitisch oder arteritisch, adergneisartig. Im letztgenannten Falle folgen die granitischen Adern der Streichrichtung der zwischenliegenden schmalen Schieferschichten. Stellenweise finden sich Polymigmatite vor, deren Intrusivteil aus beiden genannten Graniten besteht. Beide Granite sollen sowohl Agmatite als Arterite bilden können, und diese Mischgesteine wieder ineinander übergehen. Nach Sederholm's Auffassung sind beide Migmatitsorten in denselben Prozessen gebildet worden und ein und derselben Gruppe, derjenigen der migmatitischen Gesteine, zuzurechnen.

Die letztgenannten Auffassungen Sederholm's können kaum stichhaltig sein. Auf Grund seiner Beschreibung sowie seiner zahlreichen Photographien und Zeichnungen kann man m. E. schliessen, dass die beiden Migmatitsorten zwei ungleichaltrige Vorgänge vertreten, die voneinander getrennt zu halten sind. So beobachtet man z. B. in den Agmatiten scharfkantige Bruchstücke von Arteriten. Ferner durchsetzt der agmatitbildende Granit diejenigen basischen Gänge, die nach Sederholm ein Mittel geben, die älteren und jüngeren Granite voneinander zu trennen. Wenn der

Agmatitgranit irgendwo eine Parallelstruktur zeigt, ist diese mit dem Streichen des Arterits nicht gleichgerichtet. Allem Anschein nach kommen auch im Barösundsfjärdsgebiet zwei Granitgruppen vor, von denen die jüngere mit den älteren Gesteinen Agmatite bildet. An diese spätorigene Gruppe schliesst sich wahrscheinlich der Obbnäsgranit an, der in seinen Kontaktzonen schöne Intrusivbreccien bildet.

Es sieht so aus, wie wenn gerade die »Zusammenfügung« der verschiedenartigen Migmatite zu Schwierigkeiten geführt und Sederholm dazu gezwungen hätte, die Theorien von dem Anatexis und der Palingenese zur Erklärung der beobachteten Bildungen zu entwickeln. Wenn man die Granite richtig in zwei Intrusionsserien einteilt, und dabei besonders die tektonischen Verhältnisse beachtet, sind nach meiner Meinung die behandelten Probleme leicht zu erklären, ohne dass man die hypothetischen anatektischen Vorgänge zur Hilfe zu ziehen braucht.

Eine besondere Beachtung verdienen die musterhaften Untersuchungen, die von Wegmann und Kranck (1931) und später von Kranck allein (1933, 1937) in den Küstengebieten Südfinnlands ausgeführt worden sind. Im Schärenhof südlich der Stadt Ekenäs (Tammisaari) kommen nach Kranck (1933) zwei Gruppen von archaischen Graniten vor. Die jüngeren Mikroklingranite sind von tektonischen Vorgängen nur schwach beeinflusst oder gar nicht deformiert. Die älteren Gneisgranite, von hauptsächlich plagioklasgranitischer bis granodioritischer Zusammensetzung, besitzen eine gut ausgebildete Parallelstruktur, die bisweilen in eine lamellare Schieferung übergeht. Die Kataklaserscheinungen sind nicht selten, und an einigen Stellen können die Gneisgranite durch eine kräftige Auswalzung, Granulierung und Miniaturfältelung sogar in ganz feinkörnige leptitähnliche Gneise oder in schiefrige, dichte, hälleflintähnliche Gesteine übergehen. Die Makrostrukturen der »Leptitgneise« zeigen, wie Kranck hervorhebt, dass die Neudeformationen unter kräftiger Regelung der Gefüge vor sich gegangen sind, und dass wir es hier nicht mit primärer Erstarrungsstruktur, sondern mit oft mehrmals umkristallisierten, kräftig durchbewegten Sekundärstrukturen zu tun haben. Die dichten hälleflintähnlichen Varietäten repräsentieren vollständig mylonitisierte Gesteine, wo die Hauptmasse bei der Deformation fein verteilt wurde. An beide genannten Granitgruppen schliessen sich in reichlichen Mengen Pegmatite und Aplite an. Die Gneisgranite und die an diese sich anschliessenden Pegmatite bilden mit den älteren Gesteinen adergneisartige Migmatite. Die jüngeren Granite durchbrechen scharf diese Adergneise, wie überhaupt die älteren Strukturen.

Kranck hat gezeigt, dass wir es innerhalb des Untersuchungsgebietes mit mehreren Bewegungs- und Deformationsphasen sowie zu diesen gehörigen Gesteinsstrukturen zu tun haben. Die ersten erkennbaren Bewegungen sind horizontale Überschiebungsbewegungen in alpinem Stil. Die Gneisgranite und die sich an diese anschliessenden mehr basischen

Gesteine sind während dieser orogenetischen Phase »einscharig deformiert« (siehe Schmidt, 1932). Zu dieser Phase gehören auch die ältesten Pegmatite. Bei einer Weiterentwicklung des Bewegungsvorgangs wurde die horizontale Scherung stellenweise von steilgerichteten Bewegungsflächen durchsetzt und überdeckt. Im Zusammenhang mit diesen Bewegungen scheint das Hervordringen der zweiten, mikroklinreichen »synkinematischen« Pegmatitgeneration einzusetzen. Die Pegmatite, welche in diesem Stadium eindringen, wurden kräftig deformiert und ausgewalzt, und sie sind teilweise kaum von den älteren Pegmatiten zu unterscheiden. Nach Kranck gehören sie wahrscheinlich zu der Gruppe des »Hangögranits«. (Mit »Hangögranit« wird offenbar die jüngere Intrusionsserie gemeint.) Es sieht jedoch aus, wie wenn die in Rede stehenden Pegmatite derselben älteren, synrogenen Gruppe wie auch der Gneisgranit angehörten und die jüngsten Glieder dieser Gruppe bildeten. So hat auch Wegmann in einem unveröffentlichten Bericht über die Untersuchungen im Sommer 1931 (siehe Kranck, 1933, S. 51) hervorgehoben, dass diese kräftig deformierten mikroklinreichen Pegmatite durch ihren »synkinematischen« Charakter recht auffallend von den jungen Pegmatiten des »Hangögranits« im östlichen Teil des Küstengegend Südfinnlands abweichen, obwohl es nicht möglich war, die beiden auseinanderzuhalten. Früher hat Kranck über die im obengenannten Gebiet vorkommenden Pegmatite des jüngeren Mikroklingranits u. a. folgendes berichtet (Wegmann und Kranck, 1931, S. 96): »Echte Pegmatite spielen unter den Gesteinen der jungen Granite eine sehr grosse Rolle. Sie kommen in mehreren Generationen vor; die ältesten treten gewöhnlich als Gänge parallel mit der Schieferung auf und sie durchdringen als mehr oder weniger deformierte *lit par lit*-Systeme den Gesteinsgrund. Daneben haben wir jüngere Gänge, die die alten Streichrichtungen durchqueren«. Kranck setzt fort (1931, S. 97) »Es zeigt sich, ausser im Deformationsgrade, oft ein ausgeprägter Unterschied zwischen den erstgenannten, älteren Pegmatiten und besonders den grossen Stöcken von jüngeren Pegmatiten. Die erstgenannten sind oft fast rein weiss und enthalten neben Mikroklin recht viel Plagioklas und farbige Minerale, die letztgenannten bestehen fast nur aus rotem Mikroklin und Quarz mit kleinen Mengen von femischen Komponenten«. Nach meiner Auffassung ist es sehr unwahrscheinlich, dass die tektonisch so verschiedenartig vorkommenden Pegmatite zu ein und derselben Intrusionsserie gehören könnten. In den inneren Schären von Ekenäs findet man nach Kranck auch grössere Faltungsformen, die der jüngeren Bewegungsphase angehören, während welcher das Gesteinsmaterial wenig plastisch war und deshalb in grösseren Einheiten reagierte. Die Bewegungen verliefen teilweise *en bloc*. Während dieser orogenetischen Phase drangen die »Hangögranite« und die jüngsten Pegmatite hervor.

Im Orijärvigebiet kommen nach Eskola (1914, 1920) zwei Tiefengesteinsgruppen vor. Die ältere ist durch den Oligoklasgranit vertreten, an

den sich auch dioritische und gabbroidische Gesteine anschliessen. Der jüngeren Serie gehört wieder der »serarchäische« Mikroklingranit an. An beide Granite schliessen sich pegmatitische Varietäten an. Nach Eskola (1920) bildet der Oligoklasgranit eine längliche, konkordant in die umgebenden Leptite intrudierte Masse, die in Form von Antiklinalbatholith (siehe Geijer, 1916) vorkommen soll. Der Mikroklingranit stellt nach Eskola (1920) keine eigentliche Intrusion dar, sondern es soll der Leptit-Oligoklasgranitkomplex während einer viel späteren Periode in das Mikroklingranitmagma niedergedrückt worden sein. Später gibt Eskola ein anderes Bild von der Erscheinungsweise des Oligoklasgranits im Orijärvi-gebiet. In einer Schilderung, die die synkinematischen Intrusionen (siehe Eskola, 1930, S. 138) behandelt, teilt er (1949, S. 468) mit: »The synkinematic dome-like intrusions are diapiric, and the term »anticlinal-batholith« assigned to them gives a fairly good idea of their mode of occurrence, as is shown, for example, in the Orijärvi region in southwestern Finland or in central Ostrobothnia (Eskola, 1927)«. Noch später schreibt Eskola (1950, S. 96): »The Orijärvi granite mass is an accordant rather than concordant pluton according to the terminology of H. Cloos (1928), although an obvious conformity with the surrounding strata is observable. Like the »urgranites« of the leptite regions in Sweden it is, in fact, a most typical representative of the synkinematic or synorogenic intrusions. But at its contacts the granite intersects the strata of leptites, amphibolites, limestones and skarn in a rather »merciless« manner (»schonungslos durchbrechend« according to H. Cloos), as may be seen from Map II in the Orijärvi memoir (Eskola, 1914). The upward bending of the folds east of Lake Orijärvi thus has a natural explanation: It is a consequence of the diapire-like upward movement of the granite pluton during its intrusion«. Die letztgenannte Bemerkung Eskola's rührt davon her, dass die Achse einer Kleinfalte östlich von Orijärvi nach seiner Beobachtung gegen Westen fällt, während das Achsialfallen nach Tuominen und Mikkola (1950) im allgemeinen gegen Osten gerichtet ist.

Die oben zitierten Äusserungen Eskola's deuten auf eine völlig willkürliche Anwendung der tektonischen Ausdrücke und Begriffe hin. Wie hat sich die konkordante Oligoklasgranitmasse von Orijärvi in eine diskordante Intrusion »verändern« können, die »schonungslos« die umgebenden Schichten durchbricht? Eskola verweist ja fortdauernd nur auf die von ihm schon längst entworfene Karte des Orijärvigebiets, nach der die erwähnte Granitmasse eine deutlich konkordante, sich in die Tektonik der Umgebung gut einfügende Intrusion bildet, obschon an einigen Stellen auch überquerende Kontakte vorzukommen scheinen. Wie kann ferner die in Rede stehende Granitintrusion gleichzeitig sowohl eine typisch synkinematische als eine diapirartige Intrusion repräsentieren? Eskola hält ja noch an der Definition hinsichtlich der synkinematischen Intrusionen

fest, die in der dritten Auflage von Ramsay's Lehrbuch zu finden ist (Ramsay, 1931; siehe auch Eskola, 1952, S. 137). Wie kann schliesslich ein Antiklinalbatholith im Sinne Geijers ein Diapir darstellen? Der Umstand, dass die Faltenachse an einer Stelle nach entgegengesetzter Richtung fällt als gewöhnlich, deutet bestimmt nicht auf eine durch Intrusion des Oligoklasgranits verursachte Störung hin, insbesondere weil das Achsialstreichen unverändert geblieben ist, sondern es handelt sich nur um gewöhnliche und natürliche primäre Abwechslungen der Achsialrichtung. Übrigens dürfte sich der Begriff Antiklinalbatholith kaum auf die in Rede stehende Orijärvi-Intrusion anwenden lassen. Wie aus den Untersuchungen von Tuominen und Mikkola (1950) hervorgeht, handelt es sich um eine typische Lagerintrusion; »the granite forms a flat body with roughly concordant flanks, folded around an axis plunging gently to the east» (Tuominen, 1951, S. 234). Es ist klar, dass auch im mittleren Ostbothnien keine »diapiritischen Antiklinalbatholithe» vorkommen. Die Intrusivzone von Kalajoki—Perho, worauf sich Eskola's frühere Erwähnung (siehe S. 36) offenbar in erster Linie bezieht, ist ihrem Charakter nach wohl in gewissem Masse diapiritisch, aber sie stellt keineswegs einen Antiklinalbatholith dar, wie aus Verfassers Untersuchungen deutlich hervorgehen dürfte (Saksela, 1932a, b, 1933b, 1934, 1935, 1936). Sie ist zunächst ein »Achsialkulminationsbatholith» und stellt demnach eine ganz andere tektonische Intrusionsform als ein Antiklinalbatholith dar. Der Kalajoki—Perho-Batholith liegt, im Kartenbilde das allgemeine Achsialstreichen überquerend, in der Gegend einer deutlich hervortretenden Achsialkulmination und hat offenbar die Bildung der letztgenannten verstärkt (siehe Abb. 3 und Tafel I).

Die Untersuchungen von Tuominen und Mikkola (1950) haben sehr wichtige Beiträge zur Geologie des Orijärvigebietes geliefert. So geht aus ihrer Karte (Abb. 4) hervor, dass der mikroklinreiche Granit derselben Intrusionsserie wie der Oligoklasgranit angehört. Er kommt nämlich ebenso deutlich synorogen wie der letztgenannte Granit vor, zwischen der Oligoklasgranitintrusion und der Leptitformation eine schmale konkordante Masse bildend, die das Bestreben hat, an den Biegungsstellen anzuschwellen oder kleinere getrennte phakolithartige Partien (vgl. Harker, 1909) zu bilden. Auf den synorogenen Charakter des Mikroklingranits deutet auch der Umstand hin, dass dieser Granit mit den älteren Gesteinen Migmatite bildet, die wenigstens zum beträchtlichen Teil arteritisch sind. Diese Arterite sind »folded and contorted in detail, but, on the whole, showing the general strike of the leptite belt» (Eskola, 1914, S. 35). Es möge in diesem Zusammenhang betont werden, dass es wichtig ist, eine besondere Aufmerksamkeit auch auf die tektonische Erscheinungsweise und die Altersverhältnisse der Mikroklingranite zu richten. Diese Granite sind nämlich nicht, wie man ziemlich allgemein zu glauben scheint, ohne weiteres zu der jüngeren Intrusionsserie zu rechnen.

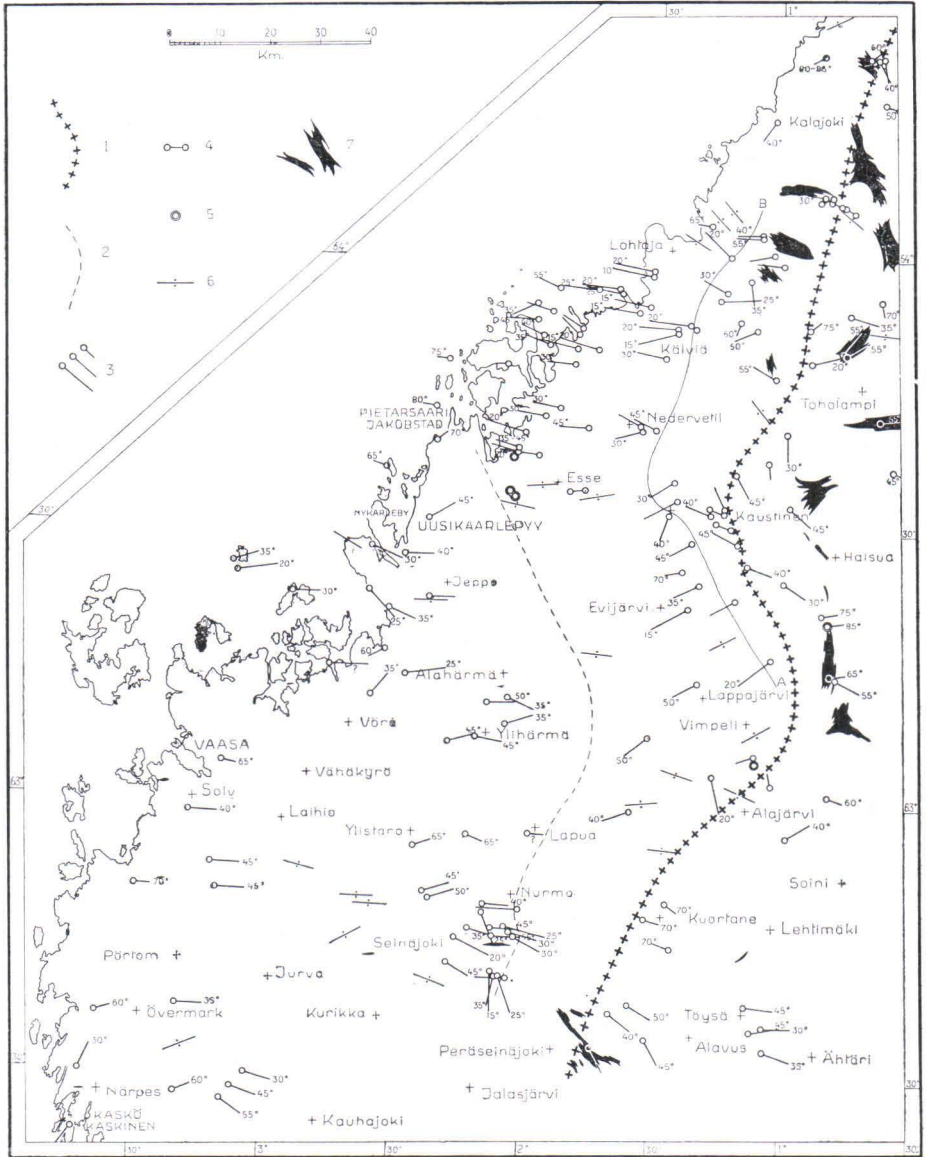


Abb. 3. Die lokalen Achsialrichtungen im Gebiet der Kartenblätter B 4 (Kokkola) und B 3 (Vaasa). Aus der Karte geht auch die Verbreitung der Leptite hervor. 1, Die Kulminationszone; 2, Die Depressionszone; 3—5, Die lokalen Achsialrichtungen: 3, Das Achsialfallen 1° — 29° , 30° — 59° und 60° — 89° ; 4, Das Achsialfallen 0° ; 5, Das Achsialfallen 90° ; 6, Das Einfallen 90° ; 7, Die Leptitgebiete. A—B, Die Grundlinie (siehe Saksela, 1932 a).

Die schönen Untersuchungen von Hietanen (1943) im Kalantigebiet, SW-Finnland, haben gezeigt, dass auch die hier vorkommenden archaischen Tiefengesteine in zwei tektonische Gruppen, eine ältere, synorogene, und eine jüngere, spätorogene, eingeteilt werden können. Zu der erstgenannten

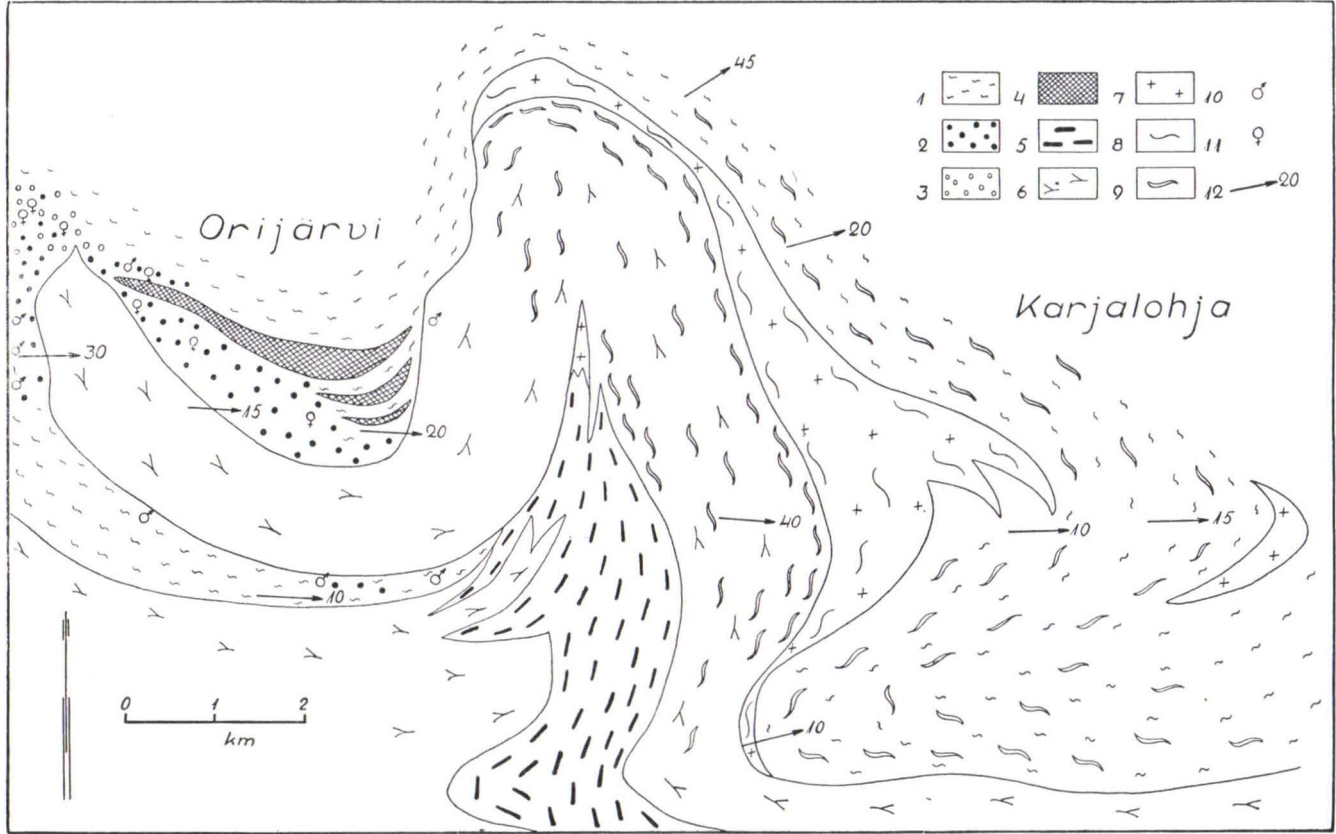


Abb. 4. Geologische Karte des Gebiets zwischen Orijärvi und Karjalohja. 1, Die Leptitformation; 2, Cordierit- und anthophyllithaltige Gesteine; 3, Andalusithaltige Gesteine; 4, Amphibolit; 5, Diorit; 6, Oligoklasgranit oder »Gneisgranit«; 7, Mikroklingranit; 8, Fragmente von älteren Gesteinen im Mikroklingranit; 9, Schlieren von Mikroklingranit oder migmatitisierte Gesteine; 10, Magnetitvorkommen; 11, Sulfidvorkommen; 12, Die Achsialrichtung. Tuominen und Mikkola (1950).

(nach Hietanen »synkinematischen») Gruppe gehören die Gesteine des Trondhjemitstammes. Diese Gesteine haben den superkrustalen Komplex konkordant durchsetzt, und dieselben deformativen Bewegungen, die die Faltung des letztgenannten Komplexes verursachten, spiegeln sich in der Orientierung der *s*-Flächen in den intrusiven Gesteinen wider (siehe S. 22). Die Fliessschieferung des intrusiven Gesteins ist parallel mit der Schichtung und die Streckung parallel mit der Faltenachse des sedimentogenen Gesteins. Zu der synorogenen Gruppe gehören nach Hietanen auch die sog. älteren, migmatitbildenden, Granitpegmatite, die so reichlich die anderen Gesteine durchsetzen. Sie sind mikroklinreich und oft turmalinhaltig. Die pegmatitischen Adern laufen im allgemeinen parallel mit der jeweils deutlichsten *s*-Fläche. In Verbindung mit diesen Pegmatiten sind bisweilen normale Granite angetroffen worden, deren tektonische Erscheinungsweise natürlich auch synorogen ist. Wie Hietanen bemerkt, sind die *s*-Flächen und die Streckung, wo man sie im Granit beobachten kann, mit den entsprechenden Strukturzügen in den Nebengesteinen parallel. Neben den obenbeschriebenen Pegmatiten gibt es im Kalantigebiet auch Granitpegmatite, die nach Hietanen einer ganz verschiedenen, jüngeren Gruppe angehören. Sie durchsetzen diskordant, schonungslos, die älteren Gesteine, u. a. die migmatitbildenden Pegmatite. Ihre Kontakte sind scharf und geradlinig, und ihre Struktur weicht von derjenigen der älteren Pegmatite ab. Sie zeigen nämlich keine Anzeichen von den deformativen Bewegungen, sondern sind spät, parallel den Klüften und Spalten eingedrungen (Hietanen, 1943, S. 62). Diese Pegmatite werden von Hietanen zu der zweiten Gruppe, alle übrigen Tiefengesteine zu der ersten Gruppe Sederholm's gerechnet (siehe Sederholm, 1928).

Im Turkugebiet, in der südöstlichen Fortsetzung des Kalantigebiets, können nach Hietanen (1947) die archaischen Tiefengesteine petrographisch in vier Differentiationsserien eingeteilt werden: Die Trondhjemitserie, der Pöytyä-Diorit und die an diesen sich anschliessenden Gesteine, die Charnockitserie und die Granitserie. Zu allen diesen Serien gehören pegmatitische Gesteine. Ihrer tektonischen Erscheinungsweise nach sind die Gesteine der drei erstgenannten Serien deutlich synorogen, und sie bilden schmale und lange, offenbar lagerintrusionsartige Massen im Felsgrund. Die Schieferung ist mit den Kontakten und die Linearstrukturen mit der Faltenachse der älteren Gesteine parallel. Die vierte, jüngste Serie ist nach Hietanen »posttektonisch». Der Leser wird hiervon jedoch nicht überzeugt. Sowohl nach Hietanen's Beschreibung als nach ihrer Karte bilden nämlich die Gabbros, Diorite, Granodiorite und Granite der vierten Serie konkordante, längliche Intrusionen. Nur die mikroklinreichen Pegmatite sind diskordant in die älteren Formationen eingedrungen, aber auch diese können konkordante Massen bilden. Nach Hietanen soll indessen die letztgenannte Erscheinungsweise in diesem Falle nicht auf ein synorogenes

Auftreten hindeuten, sondern es handelte sich vielmehr um »an invasion of the earlier-deformed rocks parallel to existing planes of weakness similar to the artieritic veins in the migmatites» (Hietanen, 1947, S. 1070). Diese Annahme dürfte kaum das Richtige treffen. Die Magmen haben ja im allgemeinen das Bestreben, bei ihrem Eindringen so viel wie möglich die im Felsgrund vorkommenden Schwächezonen zu benutzen, und gerade zur Zeit des Eindringens der synorogenen Gesteine fanden sich derartige Zonen in dem sich deformierenden Felsgrund in grossen Mengen vor. Offenbar gehören die konkordanten und die diskordanten Pegmatite verschiedenen Intrusionsserien an. Diese Auffassung wird durch folgende Beschreibung Hietanen's bestätigt: »Most outcrops . . . in the parish of Mietoinen consist of migmatite, whose older part is kinzigite and in which the pegmatitic material rich in potash feldspar constitutes from 60 to 90 per cent of the rock The veins have penetrated the kinzigite parallel to the only s-plane which can be recognized in the rock In most outcrops such a »normal» migmatite is cut by broader pegmatite veins and stocks» (Hietanen, 1947, S. 1024). Es sieht so aus, wie wenn im Turkugebiet, gleichwie im Kalantigebiet, die spätorogene (nicht »posttektonische») Gruppe nur durch den erwähnten »diskordanten» mikroklinreichen Pegmatit vertreten wäre.

Charnockitische Gesteine sind früher in den Gegenden von Turku von Hackman (1923) beschrieben worden. In den Kirchspielen Kaksikerta und Kuusisto bildet ein flasriger und parallelschiefriger Pyroxengranodiorit schmale, deutlich konkordante Intrusionen. Das Gestein geht unmerkbar, ohne scharfe Grenzen in Biotitgranit über, der ein gleichartiges tektonisches Auftreten zeigt. Der synorogene Charakter des Biotitgranits wird noch dadurch akzentuiert, dass er den Intrusivteil der Adergneise der Umgebung bildet. In diesen Migmatiten durchdringt nämlich der Biotitgranit den älteren feinkörnigen, biotitreichen Paragneis in parallel mit der Schieferung verlaufenden Adern und Gängen, wobei er zum Teil pegmatitischen Habitus annimmt (Hackman, 1923, S. 15). Der Migmatit, Pyroxengranodiorit und Biotitgranit sind hie und da von roten, mikroklinreichen Pegmatitadern in verschiedenen Richtungen durchsetzt. Nach Hackman gehört dieser Pegmatit vielleicht einer wesentlich jüngeren Intrusionsreihe an. Diese Annahme scheint gut begründet zu sein, besonders wenn auf die obenbeschriebenen Untersuchungsergebnisse von Hietanen Bezug genommen wird. Der Pegmatit vertritt offenbar die spätorogenen Intrusionen des Gebietes.

Aus dem benachbarten Korpo—Nagu-Gebiet hat Hausen (1943, 1944) gneisartige Granodiorite und Diorite, mikroklinreiche Grobgranite und charnockitische Gesteine mit deutlich synorogenem Auftreten beschrieben. Letztere liegen als isolierte plattenförmige Massen im Grobgranit und zeigen eine mit der »Fliesstextur» des Granits konforme Lagerung. Die Kaligrobgranite selbst kommen als lange, von migmatitischen Gesteinen umgebene konkordante Intrusionen vor, und ihre durch die subparallele

Anordnung der Mikroklin tafeln und der Biotitschuppen hervorgerufene Fliesstextur läuft immer mit den Seitenkontakten der Zonen parallel. Die Grobgranite haben darum, wie sich Hausen (1943, S. 167) ausdrückt, »ein gegen die Umgebung völlig harmonisches Auftreten«. Sie sind arm an Xenolithen, Fetzen und Schlieren der Gneisgesteine. Auch aplitische und pegmatitische Adern sind nicht häufig. Sind sie vorhanden, so laufen sie mit der Streckung parallel. Nach Hausens Auffassung sind die mikroklinreichen Grobgranite nahe verwandt mit dem von Eskola (1914) beschriebenen Perniögranit, der »eigentlich nur die Fortsetzung der langgestreckten Granitmassen von Korpo—Nagu nach O darstellt« (Hausen, 1944, S. 77). Die Grobgranite gehen stellenweise in den sog. Pargasgranit über, dessen Auftreten im Gebiet von Parainen (Pargas) von Metzger (1945) untersucht worden ist. Dieser »Granit« stellt nichts anderes als einen Migmatit dar, der in wechselnden Mengen granitisches und superkrustales Material enthält. Oft handelt es sich, wie schon aus Laitakari's (1921) Beschreibung hervorgeht, um einen Arterit, der ungefähr ebenso viel superkrustalen »Gneis« wie zwischen die Gneisschichten eingedrungenen Granit enthält. Seines obendargestellten beweiskräftigen Beobachtungsmaterials ungeachtet hat Hausen seine ursprüngliche Auffassung, dass die Grobgranite ihrem Charakter nach synorogen sind, aufgegeben. Die in Rede stehenden Granite sollen der serogenen Intrusionsserie im Sinne Wahl's (1936 a, b) angehören und am Schluss der Orogenese der Svekofenniden diapiritisch hervorgezungen sein (Hausen, 1944). Es sei noch erwähnt, dass im Gebiet von Korpo—Nagu rote Pegmatitadern vorkommen, die kreuz und quer die älteren Gesteine durchschneiden, wobei stellenweise intrusivbreccienartige Bildungen entstanden sind. Offenbar vertreten diese Pegmatite, wie in den Gebieten von Turku und Kalanti, die spätorogene Intrusionsserie.

Im Hämeenlinngebiet, SW-Finnland, kommen wieder die von mir definierten zwei Intrusionsserien vor. Nach der Beschreibung von Simonen (1948, 1949) sind die Tiefengesteine hauptsächlich granodioritisch und mikroklinggranitisch. Die gneisartigen Granodiorite bilden schmale konkordante Intrusionen. Die Schieferigkeit dieser Gesteine folgt dem Streichen der umgebenden Schiefer. Im porphyrtigen Mikroklinggranit sind die Mikroklineinsprenglinge parallel mit dem allgemeinen Streichen des Gebietes angeordnet. Vorwiegend kommen die Mikroklinggranite als zungenförmige Massen vor, die dem allgemeinen Streichen folgen. Ihr tektonisches Auftreten ist also demjenigen der gneisartigen Granodiorite ähnlich. In der Umgebung der Stadt Hämeenlinna kommt ein massiger oder nur schwach parallelstruierter Granodiorit (der Aulanko-Granodiorit) vor, der hinsichtlich seiner tektonischer Erscheinungsweise völlig von den obenerwähnten Tiefengesteinen abweicht. Er bildet ein rundliches Massiv, das das Streichen der umgebenden schieferigen Gesteine schroff überquert oder die Schiefer-schichten seitwärts biegt.

Auf Grund des Obengesagten dürfte man schliessen können, dass die gneisartigen Granodiorite und Mikroklinggranite der synorogenen, der Aulanko-Granodiorit wieder der spätorogenen Gruppe angehören. Simonen ist jedoch zu einer anderen Auffassung gekommen. Er hat nämlich die Tiefengesteine in zwei Gruppen eingeteilt: die Vertreter der »synkinematischen» Gruppe sind nach ihm in Verbindung mit den gebirgsbildenden Bewegungen, die »spätkinematischen» Intrusionen erst nach Aufhören dieser Bewegungen hervorgezungen. Zu den ersteren gehören die gneisartigen Granodiorite sowie etwas gabbroidische und dioritische Gesteine, zu den letzteren wieder die Mikroklinggranite. Die Stellung des Aulanko-Granodiorits soll dagegen unsicherer sein. »Its genetical similarity to gneissose varieties of the other synkinematic intrusion is apparent» (Simonen, 1948, S. 21), aber er ist erst in der Endphase der orogenetischen Bewegungen emporgezungen (Simonen, 1949, S. 34).

Die Auffassung, dass die Mikroklinggranite im Hämeenlinnagebiet erst nach Aufhören der orogenetischen Bewegungen hervorgezungen wären, ist wohl sicher unrichtig. Die tektonische Erscheinungsweise dieser Gesteine deutet ja gerade auf das Gegenteil hin. Es kann auch nicht richtig sein, die gneisartigen Granodiorite und die Mikroklinggranite zu ganz verschiedenen tektonischen Gruppen zu rechnen; beide treten ja deutlich synorogen auf. Offenbar ist Simonen dem ziemlich allgemeinen, aber ganz unbegründeten Brauch gefolgt, nach welchem alle mikroklinreichen Granite ohne weiteres der jüngeren Intrusionsserie zugezählt werden. Es ist klar, dass die Mikroklinggranite etwas jünger sind als die gneisartigen Granodiorite, aber nichts deutet darauf hin, dass sie einer ganz anderen Intrusionsserie angehörten. Es sei noch in diesem Zusammenhang darauf aufmerksam gemacht, dass man in einigen Gebieten (siehe oben) zu dem klaren Resultat gekommen ist, dass sich an die ältere, synorogene Intrusionsserie, als jüngste Glieder derselben, mikroklinreiche Granite und Pegmatite anschliessen. Es wäre ja auch unnatürlich, wenn gerade der kräftig differenzierten älteren Serie in der Regel die sauersten, mikroklinreichen Glieder fehlten. Dass der Aulanko-Granodiorit in der Endphase der Orogenese hervorgezungen ist, dürfte richtig sein. Er stellt eine wirkliche spätorogene (oder spätkinematische) Intrusion dar, obschon er nicht zu Simonen's spätkinematischer Gruppe zu rechnen ist. Die Vertreter dieser Gruppe wären ja nach der von Simonen gegebenen Definition in der Tat postkinematisch (oder postorogen).

Es dürfte noch am Platze sein, das Auftreten der Granite in den jüngeren, karelischen Formationen zu betrachten. Wie ich schon früher bemerkt habe, so kommen auch in diesen sowohl synorogene als spätorogene Intrusionen vor (vgl. Saksela, 1936, S. 287). Die synorogene Gruppe wird z. B. durch den von mir beschriebenen Granit von Karhunsaaari (Saksela, 1933a), die spätorogene Gruppe wieder durch den Maarianvaara-Granit nördlich

von Outokumpu (siehe Frosterus, 1902; Frosterus und Wilkman, 1920, 1924) vertreten.

In der Umgebung des nördlichsten Teils des Bottnischen Meerbusens haben Mikkola (1949) und Härme (1949) Untersuchungen ausgeführt, dabei einige Aufmerksamkeit auch auf die tektonische Erscheinungsweise der Tiefengesteine richtend. Nach Mikkola kommen im untersuchten Gebiet sowohl syn- als spätogene Tiefengesteine vor. Die ersteren sollen eine komagmatische Serie von gabbroidischen bis granodioritischen Gesteinen bilden (die sog. Haparanda-Serie). Als jüngste Glieder schliessen sich an diese Serie etwas plagioklaspegmatitische und feinkörnige aplitische Varietäten an. Die Gesteine der Haparanda-Serie durchsetzen die karelischen Schiefer in der Weise, dass »the penetrating veins or contacts always have the same strike as the schists« (Mikkola, 1949, S. 33). Nach den Untersuchungen von Härme können jedoch die Kontaktzonen auf andere Weise geartet sein. So brecciert z. B. in der Nähe der Station Kukkola am Fluss Tornionjoki ein Granit der Haparanda-Serie einen geschichteten Schiefer, wobei schöne Agmatite gebildet worden sind. Dies deutet auf den spätrogenen Charakter des Granits hin. In dieselbe Richtung deuten die Verhältnisse in der nächsten Umgebung des kleinen Granodioritmassivs von Kantojärvi—Petäjämäa. Dieses Massiv ist auf Mikkola's Karte linsenförmig, auf Härme's Karte dagegen beinahe rund. Nach Härme hat das Massiv Störungen in der Tektonik der Umgebung verursacht, indem die dioritischen Randvarietäten des Granodiorits die umgebenden basischen Schiefer breccieren. Auch scheint das Gabbro-Dioritmassiv von Kaakamo Störungen in der Tektonik seiner Umgebung verursacht zu haben. Es sieht also aus, wie wenn die Haparanda-Serie nicht einheitlich wäre, sondern sich an sie sowohl synogene als spätogene Intrusionen anschliessen. Nach Mikkola sollen die Gesteine der Haparanda-Serie keine Migmatitbildung verursacht haben. Die Kontaktverhältnisse in der Gegend von Lamimijänkkä (siehe die Abbildung 9 in Mikkola's Veröffentlichung) deuten jedoch auf anders hin. Auch Ödman (Ödman, Härme, Mikkola und Simonen, 1949) bemerkt, unter Hinweis auf dieselbe Kontaktstelle, dass der Glimmerschiefer durch den Granit kräftig beeinflusst und stellenweise in einen Adergneis übergeführt worden ist. Zu der jüngeren, spätrogenen Gruppe gehören nach Mikkola nur Mikroklinggranite. Er schreibt (Mikkola, 1949, S. 58): »The late-kinematic intrusion, microcline granite, occurs either as a true magmatic or migmatic granite. The former forms usually discordant plutons, but the latter has caused migmatization of schists, or palingenesis of the older intrusions.« Es erhebt sich ohne weiteres die Frage, ob in Wirklichkeit alle Mikroklinggranite in dem in Rede stehenden Gebiet zu der spätrogenen Intrusionsserie gehören. Könnte nicht ein Teil dieser Granite, und in erster Linie die adergneisbildenden, der synrogenen Gruppe angehören, der gerade die sauersten, mikroclinreichen Glieder fehlen? Es

ist jedoch auf Grund der gegebenen Beschreibung nicht möglich, sich irgendeine Vorstellung vom wirklichen Tatbestand zu machen.

Wie aus dem Obenangeführten hervorgehen dürfte, sind die von Verfasser definierten Tiefengesteinsgruppen sowohl in den svekofennischen als in den karelischen Formationsserien festzustellen, obschon ihre tektonische Erscheinungsweise selten völlig klargelegt worden ist. Wir könnten ohne Übertreibung verallgemeinernd sagen, dass für jeden orogenen Zyklus gerade die erwähnten tektonischen Tiefengesteinsgruppen charakteristisch sind (siehe Saksela, 1936). Ausserdem scheint es mir, dass uns die tektonische Einteilung das einzige Mittel zur Parallelisierung der Tiefengesteine in weiten Gebieten bietet, nachdem die Verbreitung der ungleichaltrigen Gebirgszonen zuerst klargelegt worden ist.

DIE MIGMATITE

Es sind verschiedene Hypothesen betreffs der Entstehung der Migmatite sowie deren Stellung in der orogenetischen Entwicklung vorgelegt worden. Ziemlich allgemein scheint die Auffassung zu sein, dass die Migmatite verhältnismässig späte Bildungen in den Gebirgszonen wären. Was wieder ihre Entstehung anbelangt, scheinen zwei Grundideen vorzuherrschen: die Migmatite, in erster Linie die adergneisartigen Mischgesteine, sind entweder Arterite (Sederholm, 1891, 1899, 1907, 1913, 1923, 1926 etc.) oder Venite (Holmquist, 1907, 1920, 1921 etc.). Im ersteren Falle handelte es sich um Injektionen von granitischem Material, im letzteren sollen die quarz- und feldspatreichen Adern in den Adergneisen Materialaussonderungen aus dem Gestein selbst darstellen. Die Venittheorie hat Anhänger besonders in Schweden gefunden, wo sie u. a. von Magnusson im Adergneisgebiet von Södermanland weiterentwickelt worden ist (Magnusson, 1932, 1933, 1934, 1935, 1936a, b, c, e, 1937, 1938). Nach dem genannten Forscher gilt als Grundvoraussetzung für die Entstehung der Venite, dass die in Frage stehenden Blöcke oder Segmente des Felsgrundes so tief niedersinken, dass das Gesteinsmaterial teilweise aufschmilzt. Die Umwandlung des Gesteins in Migmatit wird dabei veranlasst »by high temperature in connection with a directing pressure, and by emanations and solutions coming from deeper zones of the earth crust, where the palingenetic processes were stronger« (Magnusson, 1936 b, S. 181). Die erwähnten Emanationen haben metasomatische Umwandlungen sowie auch die pegmatitische Struktur der Adergneise verursacht. Nach Magnusson bilden sich die Venite ziemlich nahe dem jetzt studierbaren Teil des Adergneiskomplexes, teilweise sogar innerhalb dieses Teils selbst. Das palingene granitische Material häuft sich stellenweise in grösseren Massen an, und diese können

ihren Weg nach oben hin fortsetzen, um schliesslich an geeigneten Stellen oberhalb des Adergneiskomplexes grosse domförmige Massive zu bilden. So sind nach Magnusson Granite und Pegmatite gebildet worden, die zu der jüngeren svekofennischen Serie gehören.

Alle erwähnten Prozesse sind nach Magnusson's Auffassung nach der Faltung des Leptit-Urgranitkomplexes vor sich gegangen, und er hebt die enge Beziehung der jüngeren Granite zu der Migmatitbildung hervor. Die erwähnten Granite überqueren jedoch, wie Magnusson selbst bemerkt, oft mit scharfen und geraden Kontakten die schon fertig gebildeten Migmatite, und sie schliessen in sich an mehreren Stellen scharfkantige Bruchstücke von Migmatit. Ausserdem hat Magnusson beobachtet, dass die »Grünsteinsgänge« den pegmatitschlierigen Urgranit durchsetzen, und dass beide diese Gesteine ihrerseits von jüngeren Pegmatitgängen durchsetzt sind. Magnusson gibt zu, dass die regionale Migmatitbildung nach diesen Feldbeobachtungen älter ist als die jüngeren Granite, die petrographische Ausbildung soll aber diese Granite eng mit den Adergneisen zusammenfügen. Eine derartige Auffassung ist überraschend. Es dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass die Feldbeobachtungen in diesem Falle entscheidend sind. Die Migmatitbildung ist sicher vor der Intrusion der jüngeren Granite und aller Wahrscheinlichkeit nach in Verbindung mit dem Hervordringen der Urgranite vor sich gegangen. So ist auch Sundius (1939; siehe auch S. 28) zu dem Resultat gekommen, dass die pegmatitischen Partien der Schlierengneise (Adergneise) aus dem Gneisgranitmagma herkommen. Auch nach Holmquist (1933) kann es nicht richtig sein, das Hervordringen der jüngeren Granite und die Adergneisbildung miteinander zu verknüpfen. Die Intrusion der Granite ist ein viel späteres Ereignis. Ich kann auch sonst der Auffassung Magnusson's hinsichtlich der Entstehung der Migmatite nicht beitreten, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Wie schon Wahl (1936 b) bemerkt hat, erlauben die isostatischen Gesichtspunkte nicht ein so gewaltiges epeirogenetisches Sinken der einzelnen Segmente des Felsgrundes, dass die anatektischen Prozesse zur Geltung kommen könnten.

2. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass nach dem Sinken der erwähnten Segmente nur einige Partien von denselben teilweise aufschmolzen, während die anderen ganz unbeeinflusst blieben. Noch unwahrscheinlicher wird die gegebene Erklärung über die Venitbildung, wenn man berücksichtigt, dass die unbeeinflussten Partien oft mit scharfen Kontakten an das übrige Gestein grenzen.

3. Wie haben die beiden Komponenten, sowohl die flüssige als die feste, in den teilweise aufgeschmolzenen Partien des Felsgrundes sich in ihre eigene Bänder anordnen und diese eine gemeinsame Orientierung erhalten können? Die angenommene gerichtete tangential Pressung hätte ja natürlich den flüssigen Teil nur seitwärts oder aufwärts gepresst.

4. Das in den anatektischen Prozessen entstandene flüssige Material hat in denjenigen Tiefenzonen, wo es gebildet wurde, nicht wiedererstarren können. Es ist ganz sicher lange Strecken aufwärts gewandert und ist erst dann auskristallisiert. Die Adergneisgebiete können unter diesen Umständen nicht diejenigen Tiefenzonen repräsentieren, denen die anatektischen Vorgänge ihr Gepräge verliehen.

5. Unter und zwischen den oft flachliegenden Adergneiszonon kommen, wie u. a. aus meinen Untersuchungen in Ostbothnien hervorgeht (Abb. 5), mächtige Schichten von ganz unmigmatitisierten Schiefen vor. Eine derartiger Sachverhalt kann nicht auf anatektische Vorgänge obenbeschriebener Art hindeuten.

Auf Grund des oben Gesagten bin ich auch der Meinung, dass der Ausdruck »Palingengranit«, von dem man in letzter Zeit Gebrauch gemacht hat, um die migmatitischen Gesteine zu charakterisieren (Hausen, 1944; Metzger, 1945, 1947), abzuschaffen ist. Es handelt ja sich um Mischgesteine, die in beträchtlichen Mengen superkrustales Material enthalten können. Der granitische Teil wieder stammt aus grösseren Tiefen her, und es ist schwer, wenn nicht unmöglich, die ursprüngliche Bildungsweise desselben zu entziffern. So hat auch Eskola (1932, S. 474) bemerkt: »It is of course difficult and in many cases it will probably always be impossible to tell exactly to what extent truly juvenile ichors, derived by squeezing out or by some other way of differentiation from the sima, have been added to the palingenic magma in any particular case«.

Es scheint, wie wenn die Entstehung der Adergneise mit Hilfe der Arterit-Theorie Sederholm's am besten zu erklären wäre, wenn man gleichzeitig die metasomatischen Umwandlungen berücksichtigt, die die Emanationen aus den empordringenden Magmen sehr oft im Nebengestein verursacht haben. Die letztgenannten Vorgänge sind keineswegs der Aufmerksamkeit Sederholm's entgangen. Er teilt u. a. mit (Sederholm, 1926, S. 27), dass »in the migmatites of Bågaskär and Lövgrund we were able to study the change of the lighter portions of the bedded leptites, by metasomatic changes caused by the eruption of the oldest granite, into rocks of a more and more granitic character«. In einem wichtigen Punkt kann ich der Auffassung Sederholm's nicht beitreten. Nach Sederholm wird nämlich das Gesteinsmaterial in den metasomatischen Prozessen wiederaufgelöst oder wiederaufgeschmolzen. Er nennt diese Vorgänge Palingenese und meint damit, dass »the rock has been reborn, in other words received a new eruptivity« (Sederholm, 1926, S. 135). Demgemäss wäre auch der prinzipielle Unterschied zwischen den Begriffen Arterit und Venit, wie Sederholm selbst bemerkt, nicht besonders gross (vgl. auch Wegmann, 1935 und Seit-saari, 1951). M. E. ist jedoch der Unterschied sehr wesentlich. Es ist nämlich zu beachten, dass die Festigkeit oder die Mobilität des Gesteins in den metasomatischen Verdrängungsprozessen nicht in nennenswerterem Masse

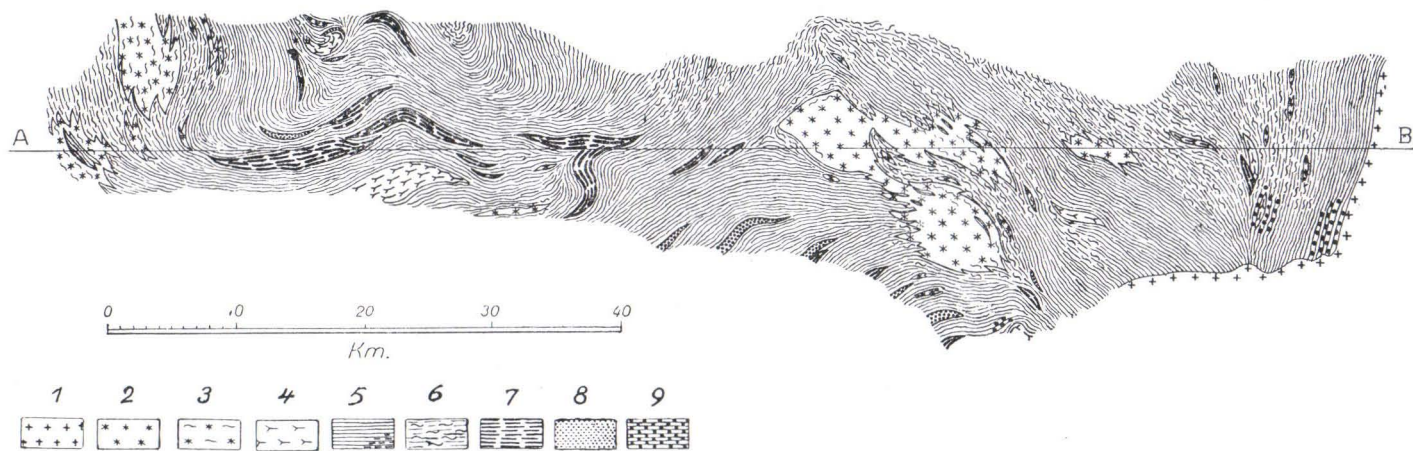


Abb. 5. Profil, einen Teil der Kartenblätter B 4 (Kokkola) und B 3 (Vaasa) umfassend. Die Gerade A—B entspricht der Grundlinie in Abb. 3. 1, Spätorogene Granite und Granodiorite; 2, Pegmatite und Muskovitgranite, synorogen; 3, Vorige mit Schieferfragmenten; 4, Gneisgranite, synorogen; 5, Biotitplagioklasgneis und Hornblendebiotitgneis; 6, Adergneisartiger Biotitplagioklasgneis; 7, Basische Effusivgesteine; 8, Sog. schwarze Schiefer; 9, Leptite.

geändert wird. Die letztgenannten rücken ja nach heutiger Auffassung langsam, »Volym für Volym«, vor, wobei die durch Auflösung geschaffenen Räume sehr rasch nach ihrer Schaffung durch das frisch gefällte Metasom wieder ausgefüllt werden (vgl. Schneiderhöhn, 1941).

Besonders Kranck (Wegmann und Kranck, 1931) hat die Bedeutung der metasomatischen Vorgänge in der Migmatitbildung hervorgehoben. Nach ihm sind als Ursache der Migmatitbildung metasomatische Prozesse unter entscheidender Mitwirkung von allmählich eindringenden pegmatitischen Lösungen aufzufassen. Die eigentliche Migmatitbildung beginnt nach Kranck, wenn das Eindringen von K-führenden Lösungen intensiver wird und das Gestein eine gneisige Zusammensetzung anzunehmen beginnt. Dies passiert im Zusammenhang mit Teilbewegungen in der Erdhülle. Die granitischen Lösungen dringen längs den Bewegungsflächen und Quetschzonen hinein und breiten sich von diesen aus im übrigen Gestein aus. Als Produkte der Verdrängungsprozesse entstehen Biotit, Quarz und Mikroklin. Die fortgeschrittene Migmatitbildung ist nach Kranck oft mit Separation von Glimmer und den hellen Komponenten verbunden, welche mit Teilbewegungen während der Umkristallisation in Verbindung steht. Die Separierung der dunklen und hellen Mineralien ist hauptsächlich die Folge ihres verschiedenen Verhaltens bei Gleitbewegung.

Eskola (1927, 1939) war früher der Meinung, dass die Migmatitbildung hauptsächlich aus metasomatischen Verdrängungen besteht, jedoch so, dass eine Injektion von granitischem Magma der primär wirkende Vorgang ist.

Verfasser hat metasomatische Umwandlungen in Zusammenhang mit Migmatitbildung in Ostbothnien festgestellt [Saksela (Saxén), 1925; Saksela, 1935]. Die metasomatischen Prozesse haben u. a. Bildung von Mikroklin, Muskovit und Sillimanit verursacht. Auch nach Helovuori (1949) hat sich Kalium in den migmatitischen Zonen des obenerwähnten Gebiets stellenweise metasomatisch angereichert, wobei Mikroklinporphyroblasten gebildet worden sind. Möglicherweise ist ein Teil des sog. Vaasagranits für das Produkt einer granitisierenden Metasomatose zu halten.

Es sieht jedoch so aus, wie wenn man die Bedeutung der metasomatischen Prozesse, und besonders die der granitisierenden Metasomatose, in der Migmatitbildung übertrieben hätte. Es ist nämlich offenbar, dass ein beträchtlicher Teil des granitischen Materials in den Adergneisen direkt aus den granitischen Magmen und Restlösungen auskristallisiert ist. Die granitischen Adern grenzen ja nicht selten mit scharfen Kontakten an die metasomatisch ganz unumgewandelten superkrustalen Gesteine. Die grossen turmalinreichen Pegmatitphakolithe, die in Ostbothnien sich eng an die Migmatitbildung anschliessen, sind bestimmt nicht Produkte irgendeiner Granitisierung. Im Schärenhof von Südfinnland bestehen die konformen Adern der Migmatite stellenweise aus Gneisgranit, und es ist natürlich ganz unbegründet anzunehmen, dass das letztgenannte Gestein metasomatisch gebildet wäre.

Besonders wenn es sich um Mikroklinggranite handelt, scheint man geneigt zu sein, der metasomatischen Bildungsweise eine allzu grosse Bedeutung beizumessen. Einige Forscher scheinen sogar alle diese Granite für Produkte einer granitisierenden Metasomatose zu halten. Dies hat wieder zu einer sehr eigenartigen Auffassung von dem Mechanismus und Charakter der Granitisierung geführt: wenn das vermeintliche Endprodukt der Granitisierung immer ein mikroclinreicher Granit mit »idealgranitischer Zusammensetzung« ist, so muss bei der Granitisierung das granitische Magma selbst den metasomatischen Umsatz vermitteln (Eskola, 1939, S. 378)! Dieser Auffassung gemäss erklärt Simonen (1949) die Entstehung der grossen Mikroklinggranitmassen im Hämeenlännegebiet: in den alten Felsgrund ist längs dem Intergranularfilm granitisches Magma eingedrungen, das dann gradweise die früheren Mineralbestandteile des Felsgrundes verdrängt und durch neue Mineralien ersetzt hat. Eine derartige Erklärung kann wohl keinesfalls richtig sein. Es ist erstens sehr unwahrscheinlich, dass das granitische Magma als solches in den Intergranularfilm hätte eindringen können. Wie hat ferner das hervordringende Mikroklinggranitmagma, seine chemische Zusammensetzung und seinen flüssigen Zustand beibehaltend, den älteren heterogenen Felsgrund ganz und gar vernichten und dessen Platz danach selbst einnehmen können? Es kann sich natürlich nicht, wie die betreffenden Forscher behaupten, um eine metasomatische Verdrängung handeln (siehe S. 48). Ebenso wenig kann von einer einfachen Auflösung die Rede sein; ein mit Kieselsäure übergesättigtes Mikroklinggranitmagma kann ja z. B. nicht fortdauernd Quarz auflösen. Die Sache verhält sich wohl einfach so, dass das Mikroklinggranitmagma, geeignete Wege benutzend, in den Felsgrund eingedrungen und hier auskristallisiert ist. Seine Emanationen haben dann bald schwächere, bald kräftigere metasomatische Umwandlungen im Nebengestein verursacht.

Nach Wegmann und Kranck (1931) soll bei den Granitisierungsprozessen die ursprüngliche Lage der alten Schieferstrukturen beibehalten werden; die »alten Zeichnungen« wären noch zu beobachten. Vor allem dürfte dies der Fall sein, wenn die Granitisierung in Ruhe vor sich gegangen ist (Eskola, 1952). Man kann wohl mit guten Gründen fragen, ob eine derartige Erhaltung der alten Strukturen bei den so durchgreifenden metasomatischen Prozessen möglich ist. Ferner kann man fragen, welche Kräfte z. B. eine Orientierung der neugebildeten Biotitschuppen hätten hervorrufen können, die der Orientierung des Biotits in dem metasomatisch unumgewandelten Nachbargestein genau gleichgerichtet ist, besonders wenn sich die Metasomatose in Ruhe abgespielt hat. M. E. ist die Entstehung einer derartigen Parallelorientierung nur für den Fall möglich, dass die ganze Gesteinsmasse des Migmatits, d. h. die granitischen Adern, die metasomatisch unumgewandelten superkrustalen Gesteine und die granitisierten Teile der letztgenannten, ungefähr gleichzeitig, d. h. während der Hauptphase (Über-

schiebungsphase) der Orogenese und dank denjenigen Gleitbewegungen, die diese Phase charakterisieren, ihre jetzige metamorphe Textur erhalten haben.

Wie schon aus dem oben Gesagten hervorgehen dürfte, deuten die in letzter Zeit ausgeführten Untersuchungen immer klarer nach der Richtung hin, dass die eigentliche Adergneisbildung ein ziemlich frühes, vor dem Empordringen der jüngeren Granite stattgefundenes Ereignis ist. Der von Wahl (1936a, b) gemachte Vorschlag zur Einteilung der Granite, nach welcher nur die jüngeren Granite mit kräftigerer Migmatitbildung in Zusammenhang gebracht werden, hat also nicht das Richtige treffen können.

ZUR TEKTONISCHEN ENTWICKLUNG DER SVEKOFENNIDEN

Man könnte vielleicht fragen, ob Verfassers Auffassung von der tektonischen Entwicklung der Svekofenniden richtig ist. Es dürfte aus den Untersuchungen von Wegmann (1928a, 1929b, c, 1930) deutlich hervorgehen, dass sich die Betrachtungsweisen der alpinen Geologie auf die karelische Gebirgszone anwenden lassen. Wegmann und Kranck haben aber gezeigt, dass dieselben Ideen auch bei der Erklärung der tektonischen Entwicklung der Svekofenniden brauchbar sind (Wegmann und Kranck, 1931; Kranck, 1933, 1937). Metzger (1945, 1947) steht auf dem Standpunkt, dass für die erste Deformation der Svekofenniden ein alpiner Stil angenommen werden kann. Die zweite Phase dokumentiert sich nach ihm im Parainengebiet durch eine Art von tangentialer Zusammendrückung der gesamten Bildung. Diese Phase der Faltung wird schliesslich durch eine allmähliche Versteifung der Gebirgsmasse abgelöst, und es kommt zur eigentlichen Grundfaltung im Sinne von Argand.

Nach Väyrynen (1936a, b) besitzt die erste Deformation der Svekofenniden nicht den Stil einer alpinen Deckenüberschiebung. Er schreibt, in erster Linie auf die von Mäkinen in Ostbothnien ausgeführten Untersuchungen hinweisend, dass »die Gebirgsmassen, sowohl die sedimentären wie auch die eruptiven, während der Bildung des ältesten Grundgebirges alle im plastischen Zustande waren, m. a. W. gegen die umformenden Kräfte vollkommen passiv reagierten. Wir können keine Spur von starrerem Schollen erblicken, die eine Aktivität gegen ihre Umgebung gezeigt hätten» (Väyrynen, 1936b, S. 435). Es soll sich nach Väyrynen um eine Intrusions-tektonik im Sinne von Suess (1926) handeln. Mäkinen (1916, S. 123) äussert sich über den tektonischen Bau des Felsgrundes in Ostbothnien (in deutscher Übersetzung): »In den bothnischen Terrains vermisst man eine allgemeine Streichrichtung. Sowohl die primären als die sekundären Parallelstrukturen in den sedimentogenen und eruptiven Gesteinen zeigen einen sich nach allen möglichen Richtungen hin schlängelnden Verlauf, zum Teil

sogar in geschlossenen Kurven die beiden Gesteinsgruppen zu einer Einheit verbindend». Diese Schilderung gibt jedoch nicht, wie die späteren Untersuchungen gezeigt haben, ein richtiges Bild von dem Charakter der bothnischen Schieferzone. Wie aus der Karte (Tafel I) hervorgeht, sind die Grossformen doch verhältnismässig »ruhig«. Im Mittel- oder im Kleinbereich sind Schwankungen der Streichrichtung zu beobachten, aber derartige Schwankungen sind ja auch in den jüngeren Gebirgszonen, z. B. innerhalb der Kareliden, nicht unbekannt. Nur im Falle, dass die Superkrustalformation reichlich synorogene Intrusionen enthält und die Schiefer adergneisartig ausgebildet sind, ist das Streichen auffallend variierend. Die Gesteinsmasse ist zu zahlreichen kleineren und grösseren Falten zusammengeschoben worden. Ein derartiger Sachverhalt findet jedoch seine naturgemässe Erklärung. Wie z. B. Wegmann (1929b) bemerkt hat, wird die Mobilität durch die magmatischen Intrusionen aktiviert. Unter diesen Umständen kann der Deformationsstil in demselben Segment des Felsgrundes variieren, ohne dass dies auf grundsätzliche Verschiedenheiten in der orogenetischen Entwicklung der verschiedenen Teile der Gebirgszone deutete. Es möge in diesem Zusammenhang an die Regelmässigkeit der Achsialverhältnisse im südlichen und mittleren Ostbothnien erinnert werden (Abb. 3). Diese Regelmässigkeit beweist ja, dass während der Deformation der bothnischen Formationsserie auch starrere Schollen vorhanden waren. Schliesslich ist nicht zu vergessen, dass man in den jüngsten Untersuchungen kleinere Partien im Felsgrund festgestellt hat, die präbothnische Bildungen vertreten (vgl. Saksela und Heiskanen, 1952; Saksela, 1952b; Huhma, Salli und Matisto, 1952).

SCHLUSSBEMERKUNGEN ANLÄSSLICH DER VON ESKOLA GEMachten EINWÄNDE

Die Einwände, die Eskola gegen meine Einteilung der Tiefengesteine gerichtet hat, sind vollkommen unmotiviert. So soll ich nach ihm die Bildung von allen Migmatiten mit den synorogenen Intrusionen in Verbindung gebracht und alle Pegmatite zu der synorogenen Serie gezählt haben. Dies wäre »contrary to all experience from the Archaean of Finland» (Eskola, 1952, S. 139). Das stimmt nun gar nicht. Ich habe im Gegenteil betont, dass sowohl an die synorogene als an die spätorogene Intrusionsserie sich pegmatitische Gesteine anschliessen. Ebenso haben nach meiner Auffassung sowohl die synorogenen als die spätorogenen Intrusiven Migmatitbildung verursacht, obschon die gebildeten Mischgesteine in den beiden Fällen ihrer Textur nach verschiedenartig sind. Die Behauptung, dass gar keine Pegmatite und Migmatite zu der älteren, synorogenen Intrusionsserie gehörten, zeigt auch, dass Eskola die von Sederholm,

Kranck, Sundius, Hietanen, Erkki Mikkola und anderen Forschern gewonnenen wichtigen Ergebnisse völlig unbeachtet gelassen hat (siehe oben). Er hat sogar seine eigenen Befunde aus dem Orijärvicebiet vergessen. Schliesslich legt er keinen Wert auf die direkten Kontaktbeobachtungen, die klar darauf hindeuten, dass ein Teil von den in Ostbothnien vorkommenden Pegmatiten älter als die jüngeren Granite ist (vgl. Saksela, 1936, S. 286).

Die Bemerkung Eskola's, dass meine Auffassungen betreffs der Altersverhältnisse der ostbothnischen Pegmatite im Widerspruch mit den von Mäkinen gewonnenen Untersuchungsergebnissen stehen, ist kaum im Ernst zu nehmen. Mäkinen hat ja alle postbothnischen Tiefengesteine zu ein und derselben Intrusionsserie gezählt (siehe S. 28). Es wäre also ziemlich originell mit Mäkinen darüber zu disputieren, ob die Pegmatite zu der älteren oder der jüngeren Serie gehören.

Eskola behauptet, dass die Pyroxenquarzdiorite etc. östlich vom Vaasa-Granit nach meiner Meinung jünger, spätorogen, wären. Im Gegenteil, ich habe diese Gesteine zu der älteren, synorogenen Serie gerechnet.

Schliesslich teilt Eskola (1952, S. 140) mit, dass »Saksela classifies the Vaasa granite with the Jörn granite, and the granodiorites, etc., with the Revsund granite in Schweden«. Auch in diesem Punkte werden meine Auffassungen ganz willkürlich referiert. Ich habe festgestellt, dass die archaischen Tiefengesteine des Skelleftefeldes in zwei Gruppen zerfallen, in deren tektonischer Erscheinungsweise dieselben Verschiedenheiten wie auch in Ostbothnien zu beobachten sind (siehe S. 30). Von Parallelisierungen auf Grund petrographischer Merkmale ist natürlich keine Rede gewesen.

Eskola ist, auf seine obenerwähnten Behauptungen hinweisend, der Meinung, dass meine Auffassungen von der Geologie der archaischen Formationen Finnlands verdreht (preposterous) sind! Meiner Meinung nach ist es verdreht, die Gedanken und Untersuchungsergebnisse eines Kollegen auf den Kopf zu stellen, um dadurch Anlass zu einer Polemik zu bekommen.

SCHRIFTTUM

- ARGAND, EMILE (1924) La tectonique de l'Asie. Congr. géol. intern., C. R. XIII session, Belgique 1922, I, S. 171.
- ASKLUND, B. (1921) Några urbergstektoniska problem från Östergötland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 43, S. 596.
- BACKLUND, H. G. (1936) Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. C. R. Soc. géol. Finlande 9; Bull. Comm. géol. Finlande 115, S. 293.
- (1937) Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. Geol. Inst. Uppsala 27.
- BERGEAT, A. (1924) Plutonismus und Vulkanismus. In Salomon, W.: Grundzüge der Geologie. Band I, Allgemeine Geologie. Stuttgart.

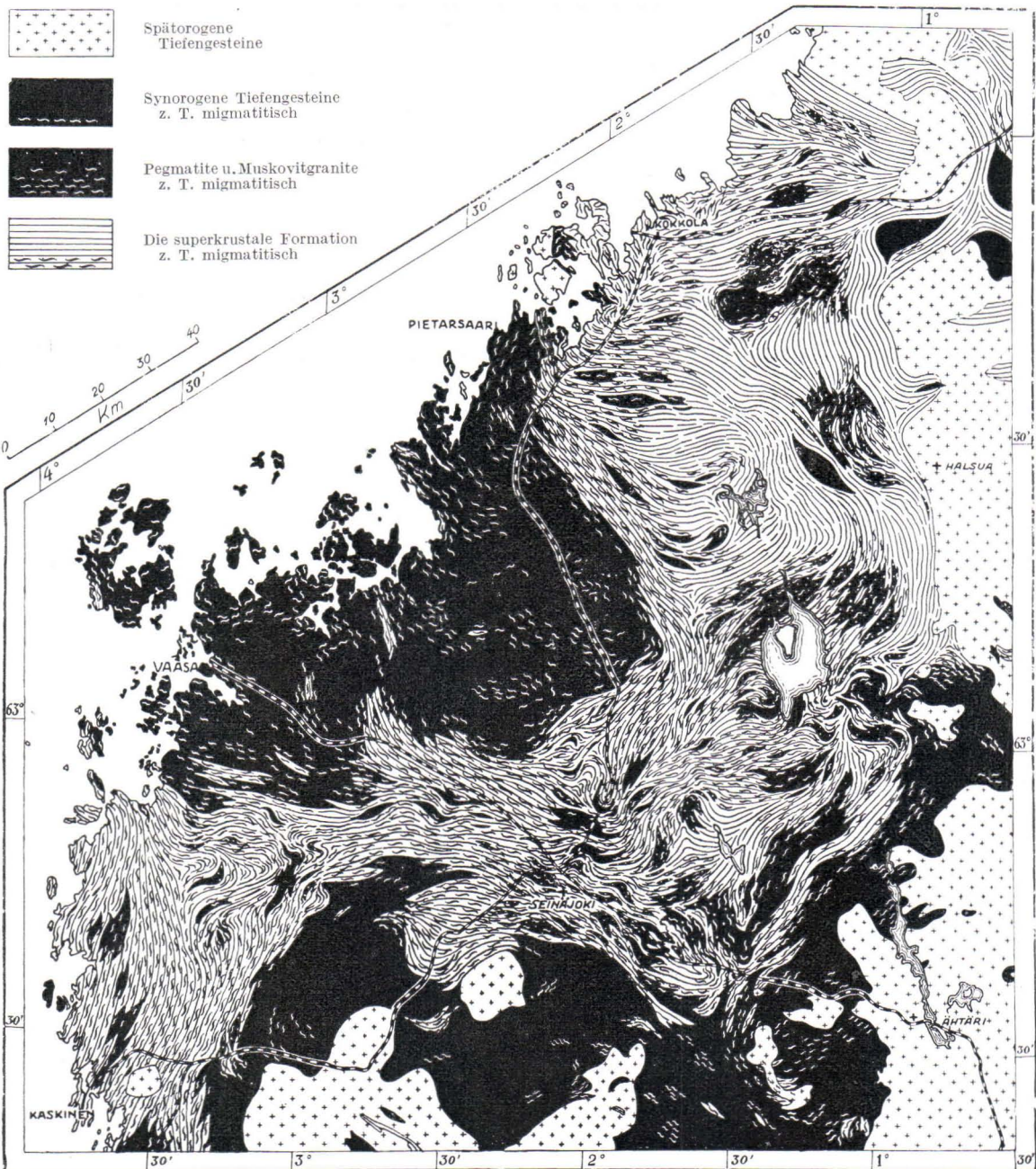
- CLOOS, HANS (1928) Zur Terminologie der Plutone. *Fennia* 50, N:o 2. Helsinki.
- DALY, R. A. (1914) *Igneous rocks and their origin*. New York.
- ESKOLA, PENTTI (1914) On the petrology of Orijärvi region in southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 40.
- (1920) Om metasomatiska omvandlingar i silikatbergarter. *Norsk Geol. Tids.* 6, S. 90.
- (1927) Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. *Fortschr. Mineral. Krist. Petrog.* 11, S. 57.
- (1930) On the rocks of the Upper Bargousin and Namama regions in Transbaikalia. *C. R. Soc. géol. Finlande* 3; *Bull. Comm. géol. Finlande* 92, S. 106.
- (1932) On the origin of granitic magmas. *Mineralog. u. petrog. Mitt.* 42, S. 455.
- (1939) Die metamorphen Gesteine. In BARTH, TOM. F. W., CORRENS, CARL W. und ESKOLA, PENTTI: *Die Entstehung der Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese*. Berlin.
- (1942) Erkki Mikkola und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland. *Geol. Rundschau* 32, S. 452.
- (1948) The nature of metasomatism in the processes of granitization. *Intern. geol. Congr., Rept. 18th Session, Great Britain 1948. III, B, S. 1.*
- (1949) The problem of mantled domes. *Quart. J. Geol. Soc. London* 104, S. 461.
- (1950) Orijärvi re-interpreted. *C. R. Soc. géol. Finlande* 23; *Bull. Comm. géol. Finlande* 150, S. 93.
- (1951) Around Pitkäranta. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, A, III, N:o 27.*
- (1952) A discussion of domes and granites and ores. *C. R. Soc. géol. Finlande* 25; *Bull. géol. Finlande* 157, S. 125.
- FROSTERUS, BENJ. (1902) Om bergbyggnaden i sydöstra Finland. *Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finnlands. Bull. Comm. géol. Finlande* 13.
- FROSTERUS, BENJ. ja WILKMAN, W. W. (1920) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 3, Joensuu. Vuorilajikartan selitys. Geologinen toimikunta. Helsinki.
- (1924) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 3, Joensuu. Vuorilajikartta. Geologinen toimikunta. Helsinki.
- GEIJER, PER (1916) On the intrusion mechanism of the Archean granites of Central Sweden. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 15, S. 47.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1921) Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. *V. Videnskapsselskapets Skrifter I. Mat.-naturv. Klasse, N:o 10.*
- GRIP, ERLAND (1942) Die Tektonik und Stratigraphie der zentralen und östlichen Teile des Skelleftefeldes. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 30, S. 67.
- HACKMAN, VICTOR (1923) Der Pyroxen-Granodiorit von Kakskerta bei Åbo und seine Modifikationen. *Bull. Comm. géol. Finlande* 61.
- HARKER, ALFRED (1909) *The natural history of igneous rocks*. London.
- HÄRME, MAUNU (1949) On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, northern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 147.
- HÄRME, M. and SEITSAARI, J. (1950) On the structure of a tilted dome near Tampere in southwestern Finland. *C. R. Soc. géol. Finlande* 23; *Bull. Comm. géol. Finlande* 150, S. 19.
- HAUSEN, H. (1943) Die Grobgranite des südwestfinnischen Schärenhofes und ihre morphologische Rolle. *Geol. Rundschau* 34, S. 162.
- (1944) Geologische Beobachtungen im Schärenhof von Korpo-Nagu, Südwest-Finnland. *Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. XIV, 12.*
- HELOVUORI, OLAVI (1949) Havaintoja Vähänkyrön alueen kallioperästä. Manuskript im Archiv des Geol. Instituts der Universität Helsinki.

- HIETANEN, ANNA (1943) Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande 130.
- »— (1947) Archean geology of the Turku district in southwestern Finland. Bull. Geol. Soc. Am. 58, S. 1019.
- HÖGBOM, ALVAR (1928) On the relations between syntectonic granites and ore formation in Sweden. A comparative study. Fennia 50, N:o 21. Helsinki.
- »— (1931) Nya iakttagelser inom Norr- och Västerbottens urberg. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 53, S. 415.
- »— (1937) Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. En översikt av berggrund och malmförekomster. Summary: The Skellefte district with adjacent parts of Westerbotten and Norrbotten. A review of the geology and ore deposits. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, Avhandl. och Uppsat. N:o 389.
- HÖGBOM, A. G. (1910) Precambrian geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala 10, S. 1.
- HOLMQUIST, P. J. (1907) Ådergneisbildning och magmatisk assimilation. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 29, S. 313.
- »— (1910) The Archæan geology of the coast-regions of Stockholm. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 32, S. 789.
- »— (1920) Om pegmatitpalingenes och ptygmatisk veckning. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 42, S. 191.
- »— (1921) Typen und Nomenklatur der Adergesteine. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 43, S. 612.
- »— (1933) Frågan om nytt ålderschema för de sydsvenska urbergsbildningarna. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 55, S. 651.
- HUHMA, A., SALLI, I. ja MATISTO, A. (1952) Suomen geologinen kartta. Lehti 2 122, Ikaalinen. Kallioperäkartan selitys. Geological map of Finland. Sheet 2 122, Ikaalinen. Explanation to the map of rocks. Geologinen tutkimuslaitos. Helsinki.
- KRANCK, E. H. (1933) Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. III. Kinetisch-geologische Studien im Schärenhof von Ekenäs (SW-Finnland). C. R. Soc. géol. Finlande 6; Bull. Comm. géol. Finlande 101, S. 30.
- »— (1937) Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. IV. Über Intrusion und Tektonik im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Porkkala. C. R. Soc. géol. Finlande 10; Bull. Comm. géol. Finlande 119, S. 69.
- LAITAKARI, AARNE (1921) Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas). Bull. Comm. géol. Finlande 54.
- LANDERGREN, STURE (1934) Några iakttagelser av berggrunden inom Lekebergs bergslag i Örebro län. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 56, S. 323.
- LUNDQVIST, G. och HJELMQVIST, S. (1937) Beskrivning till kartbladet Smedjebacken. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Aa, N:o 181.
- MAGNUSSON, NILS H. (1932) Om metamorfosen inom det mellansvenska urberget. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 54, S. 65.
- »— (1933) Det mellansvenska urbergets ålderschema. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 55, S. 612.
- »— (1934) Några åldersförhållanden inom det mellansvenska urberget. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 56, S. 65.
- »— (1935) Metamorfosläran kontra den magmatiska teorin. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 57, S. 347.
- »— (1936 a) Berggrunden inom Kantorps malmsvakt. Summary: The veined gneisses of the Kantorps ore district. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, Avhandl. och Uppsat. N:o 401.

- MAGNUSSON, NILS H. (1936 b) A short comparison between the evolution of the Svecofennides in Finland and Central Sweden. C. R. Soc. géol. Finlande 9; Bull. Comm. géol. Finlande 115, S. 179.
- (1936 c) The evolution of the lower Archæan rocks in Central Sweden and their iron, manganese, and sulphide ores. Quart. J. Geol. Soc. London 92, S. 332.
- (1936 d) Lekebergs Bergslags berggrund och malmer. Geologisk översikt. Filipstad.
- (1936 e) Om cykelindelningen i det svenska urberget. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 58, S. 102.
- (1937) Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für svionische Granite und Gneise Mittelschwedens. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 59, S. 525.
- (1938 a) Zur Genesis der svionischen Granite. Zur Diskussion über die Granitisationstheorie. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 60, S. 285.
- (1938 b) Neue Untersuchungen innerhalb des Grängesbergfeldes. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, Avhandl. och Uppsat. N:o 418.
- (1940) Ljusnarsbergs malmtrakt. Berggrund och malmfyndigheter. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Ca, N:o 30.
- MÄKINEN, EERO (1916) Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten. Bull. Comm. géol. Finlande 47.
- METZGER, ADOLF A. TH. (1928) Über die Tektonik des Grundgebirges um Svartå im SW-Finnland. Fennia 50, N:o 17.
- (1945) Zur Geologie der Inseln Ålö und Kyrklandet in Pargas—Parainen, SW-Finnland. Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. XV, 3.
- (1947) Zum tektonischen Stil von Palingengranit und Marmor in den Svecofenniden in Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande 20; Bull. Comm. géol. Finlande 140, S. 183.
- MIKKOLA, AIMO (1949) On the geology of the area north of the Gulf of Bothnia. Bull. Comm. géol. Finlande 146.
- MIKKOLA, E. (1931) Explanation of the section through the area of Bothnian schists and intrusive rocks, W of Tampere in Finland. C. R. Soc. géol. Finlande 4; Bull. Comm. géol. Finlande 93, S. 9.
- ÖDMAN, OLOF H., HÄRME, M., MIKKOLA, A. och SIMONEN, AHTI (1949) Den svenskfinska geologiska exkursionen i Tornedalen sommaren 1948. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 71, S. 113.
- RAMSAY, WILHELM (1931) Geologiens grunder. I. Tredje upplagan. Omarbetad av Pentti Eskola, Bror Askund, Gustaf Troedsson och Matti Sauramo. Helsingfors.
- SAKSELA (SAXÉN), MARTTI (1925) Om mangan-järnmalmfyndigheten i Vittinki. Referat: Das Eisen-Manganerzorkommen von Vittinki. Fennia 45, N:o 11.
- (1932 a) Tektonische und stratigraphische Studien im mittleren Ostbothnien, mit einigen Vergleichspunkten aus anderen Gebieten. C. R. Soc. géol. Finlande 5; Bull. Comm. géol. Finlande 97, S. 15.
- (1932 b) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 4, Kokkola. Kivilajikartta. Geologinen toimikunta. Helsinki.
- (1933 a) Die Kieserzlagertstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien, Finnland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 55, S. 29.
- (1933 b) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 4, Kokkola. Kivilajikartan selitys. With an English summary. Geologinen toimikunta. Helsinki.
- (1934) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 3, Vaasa. Kivilajikartta. Helsinki.
- (1935) Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande 110.

- SAKSELA, MARTTI (1936) Über die geologische Kartierung und die Einteilung der Granite im finnischen Grundgebirge. C. R. Soc. géol. Finlande 9; Bull. Comm. géol. Finlande 115, S. 275.
- »— (1951) Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze. C. R. Soc. géol. Finlande 24; Bull. Comm. géol. Finlande 154, S. 181.
- »— (1952 a) Nochmals über die Entstehung der Granitgneiskuppeln und der Erze im Pitkärantagebiet. C. R. Soc. géol. Finlande 25; Bull. Comm. géol. Finlande 157, S. 115.
- »— (1952) *Praebothnium redivivum*. Geologi 10, S. 50. Helsinki.
- SAKSELA, MARTTI und HEISKANEN, ERKKI V. (1952) Über die Geologie und das Goldvorkommen des Valkeakoskigebietes, SW-Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande 25; Bull. Comm. géol. Finlande 157, S. 81.
- SANDER, BRUNO (1911) Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermaks mineralog. u. petrog. Mitt., 30, S. 281.
- »— (1928) Über Tektonite mit Gürtelgefüge. Fennia 50, N:o 14.
- SCHMIDT, WALTER (1932) Tektonik und Verformungslehre. Berlin.
- SCHNEIDERHÖHN, HANS (1941) Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Bd. I. Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. Jena.
- SEDERHOLM, J. J. (1891) Studien über archaische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. Tschermaks mineralog. u. petrog. Mitt. 12, S. 97.
- »— (1899) Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. géol. Finlande 6.
- »— (1907) Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. Bull. Comm. géol. Finlande 23.
- »— (1913) Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine. Geol. Rundschau 4, S. 174.
- »— (1923) On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part I. The Pellinge region. Bull. Comm. géol. Finlande 58.
- »— (1926) On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part II. The region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. géol. Finlande 77.
- »— (1928) Om graniterna i Sverige och Finland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 50, S. 45.
- »— (1931) On the sub-Bothnian unconformity and on Archæan rocks formed by secular weathering. Bull. Comm. géol. Finlande 95.
- »— (1934) On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part III. The Åland islands. Bull. Comm. géol. Finlande 107.
- SEITSAARI, JUHANI (1951) The schist belt northeast of Tampere in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 153.
- SIMONEN, AHTI (1948) On the petrology of the Aulanko area in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 143.
- »— (1949) Suomen geologinen kartta. Lehti 2131, Hämeenlinna. Kallioperäkartan selitys. Geological map of Finland. Sheet 2131, Hämeenlinna. Explanation to the map of rocks. Geologinen tutkimuslaitos. Helsinki.
- SUCESS, FRANZ ED. (1926) Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin.
- SUNDIUS, NILS (1921 a) Ätvidabergstraktens geologi och malmfyndigheter. Sveriges Geol. Undersök., Ser. C, Avhandl. och Uppsat. N:o 306.
- »— (1921 b) Några frågor rörande våra arkeiska intrusivformationer i mellersta och södra Sverige. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 43, S. 548.

- SUNDIUS, NILS (1923) Grythyttfältets geologi. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, Avhandl. och Uppsat. N:o 312.
- (1930) Om Stockholmstraktens berggrund. Ymer 3, S. 197.
- (1939) Berggrunden inom sydöstra delen av Stockholms skärgård. Summary: Rocks in the south-eastern part of the Stockholm archipelago. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, Avhandl. och Uppsat. N:o 419.
- TÖRNEBOHM, A. E. (1880) Några ord om granit och gneis. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 5, S. 233.
- TRÜSTEDT, OTTO (1907) Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. Comm. géol. Finlande 19.
- TUOMINEN, HEIKKI V. (1951) Metamorphic concentration of magnesium and iron in the Orijärvi region; a reply. C. R. Soc. géol. Finlande 24; Bull. Comm. géol. Finlande 154, S. 233.
- TUOMINEN, HEIKKI V. and MIKKOLA, TOIVO (1950) Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijärvi region as related to folding. C. R. Soc. géol. Finlande 23; Bull. Comm. géol. Finlande 150, S. 67.
- VÄYRYNEN, HEIKKI (1920) Etelä-Pohjanmaan graniitti-dioriittisten vuorilajien petrologiaa. Helsinki.
- (1923) Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande 57.
- (1936 a) Über die Altersverhältnisse der Granite von Südfinnland und Pohjanmaa. C. R. Soc. géol. Finlande 9; Bull. Comm. géol. Finlande 115, S. 251.
- (1936 b) Aktive und passive Bauelemente in der Tektonik des finnischen Grundgebirges. Pohjoism. (19. skand.) luonnontutk. kokous Helsingissä, Jaostoesit. keskust., S. 434.
- WAHL, W. (1936 a) Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 58, S. 90.
- (1936 b) The granites of the Finnish part of the Svecofennian Archaean mountain chain. C. R. Soc. géol. Finlande 9; Bull. Comm. géol. Finlande 115, S. 489.
- WEGMANN, C. E. (1928 a) Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, N:o 16.
- (1928 b) Über die Formen magmatischer Erzlagerstätten in Gebirgen. Z. prakt. Geol. 36, S. 181.
- (1929 a) Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande 2; Bull. Comm. géol. Finlande 87, S. 98.
- (1929 b) Urbergstektonikk i Finnland. Norsk Geol. Tids. 10, S. 481.
- (1929 c) Über alpine Tektonik und ihre Anwendung auf das Grundgebirge Finnlands. C. R. Soc. géol. Finlande 1; Bull. Comm. géol. Finlande 85, S. 49.
- (1930) Über Diapirismus. C. R. Soc. géol. Finlande 3; Bull. Comm. géol. Finlande 92, S. 58.
- (1935) Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26, S. 305.
- WEGMANN, C. E. und KRANCK, E. H. (1931) Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. I. Übersicht über die Geologie des Felsengrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. II. Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors. Bull. Comm. géol. Finlande 89.



Strukturgeologische Karte des südlichen und mittleren Ostbothniens.
 Martti Saksela: Über die tektonische Einteilung der Tiefengesteine

ALTITUDE OF THE LITTORINA LIMIT IN ASKOLA, SOUTHERN FINLAND ¹

BY

K. VIRKKALA

Geological Survey of Finland, Helsinki

ABSTRACT

This paper deals with the altitude of the highest and oldest Littorina limits in Askola on the basis of the stratigraphy of the peat bogs and ancient shores. A Littorina transgression of 3 m—5 m in amplitude has been found in the area. Archeological investigations give a similar result.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	59
GEOGRAPHICAL REVIEW	60
STRATIGRAPHY OF THE PEAT BOGS	61
VAHLJÄRVENSUO BOG	61
PAPPILANSUO BOG	62
HANNULANSUO BOG	63
LAMMINJÄRVENSUO BOG	64
SUURISUO BOG	66
SUMMARY OF THE RESULTS OF INVESTIGATIONS OF THE PEAT BOGS	67
RAISED SHORES	68
SUMMARY AND COMPARISONS	69
ARCHEOLOGICAL REVIEW	70
REFERENCES	72

INTRODUCTION

In recent years numerous archeological excavations have been made in the parish of Askola, in central Uusimaa. A number of Stone-Age dwelling places have been discovered in these excavations. The Askola area forms a settlement center unique in the Stone Age of Finland (Luho, 1950). These

¹) Received November 19, 1952.

Stone-Age settlements are in part among the oldest in Finland, and they continue downward in the altitudes corresponding to the first half of the Littorina period in the development of the Baltic (Luho, 1945, 1946, 1950). In addition to the beginning of the general spread of the spruce, the beginning of the Littorina period presents the only date which can be determined with certainty in regard to age and height. Its establishing as accurately as possible is rather important from the point of view of archeological dating and postglacial development of the area. The writer undertook investigations for this purpose in the summer of 1950, completing them in the summer of 1952. Microfossils were determined in the deposits of the peat bogs and the ancient shores were leveled. The samples were investigated in the laboratory of the Geological Survey of Finland. The pollen analyses were made by Miss Ester Uussaari, M. A., and the diatom analyses by Miss Kyllikki Salminen, M. A., Dr. K. Mölder, and the writer. Mr. R. Tynni, M. A. leveled the peat bogs of Hannulansuo and Suurisuo and assisted the writer in the peat-geological field work. Mr. V. Luho, M. A., who is in charge of the archeological excavations in Askola, gave the writer valuable help in making archeological comparisons. To all these persons the writer is deeply grateful.

GEOGRAPHICAL REVIEW

The area investigated lies on both sides of the Porvoonjoki River, in the parish of Askola, about 20 km—30 km north of the town Porvoo (Fig. 1). The terrain is characteristic of the coastal zone of southern Finland. Outcropping rocks rise from 20 m to 40 m above the clay-covered valleys. The relief is in great features fairly even, but in small features very variable.

The chief part of the area is situated between the contour lines 20 m and 60 m. The neighborhood of the Porvoonjoki River forms a rather wide and long valley. The river meanders through the rocky hill terrain, sometimes pressed between rocks, sometimes flowing through rather small clay areas with gently sloping sides.

Numerous small basins, partly covered by small lakes, partly by peat bogs, occur in the rugged terrain resulting from the shattered structure of the bedrock. The peat bogs were mostly formed by the filling up of small lake basins. A number of small islands, gradually connecting with the mainland, were formed during the land upheavel, when the area began to rise above the water level of the Baltic Basin. At that time, the Baltic extended along the Porvoonjoki Valley far into the interior in the shape of a long, but in places very narrow, tongue.

STRATIGRAPHY OF THE PEAT BOGS

VAHIJÄRVENSUO BOG

A profile was bored in the cultivated bog near the N. E. end of the small Lake Vahijärvi (Fig. 1, Locality 1). The stratigraphy of the bog, the pollen diagram, and the results of the diatom analyses are presented in Fig. 2. The explanation of signs used in this and the following diagrams is given in Fig. 3. The peat bog is situated in a rather narrow valley, 20 m—30 m deep.

The stratigraphy of the bog shows that it has developed in normal conditions. The lowermost layers of clay vary gradually upward, with *Carex* peat lying topmost.

According to the pollen diagram, the loose deposits in the peat bog were formed mainly in the Littorina period. An increase in *Pinus* and a decrease in *Alnus* and in rare deciduous trees occur at the bottom of the profile. These features suggest that the deposits are of Ancylus age, especially because deciduous trees were common at the end of the Ancylus period (Sauramo, 1941, p. 580).

The isolation of the basin of the Vahijärvensuo bog from the Baltic cannot be clearly established in the diatom diagram. So far as can be determined in the profile, the isolation contact may be located, very likely, in the clay ooze, as indicated by the strong increase of the small-lake diatoms and the decrease in the large-lake species.

The fresh-water forms predominate in the diatom flora. Two weak brackish-water diatoms are found, however, in two samples: viz. *Nitzschia tryblionella* var. *victoriae* and *Anomoeoneis sphaerophora*. The quality and the small quantity of the diatoms do not entitle one to conclude that the Littorina Sea has extended over the locality. These diatoms may possibly be explained, however, as the first forerunners of the earliest phase of the Littorina

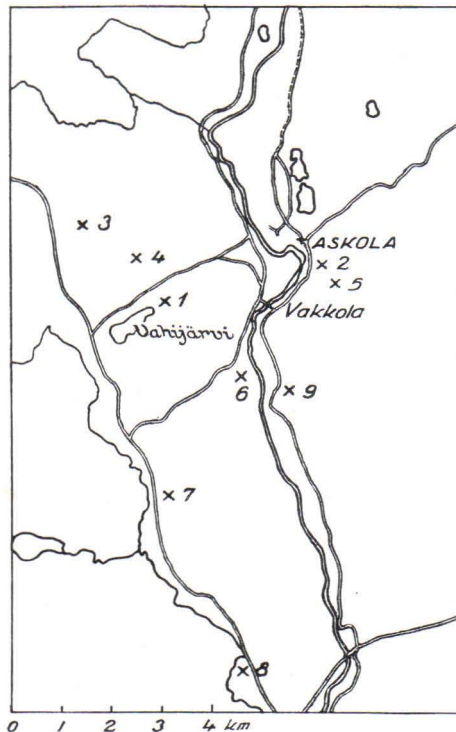


Fig. 1. Area investigated in Askola. The numbers refer to the localities of observations.

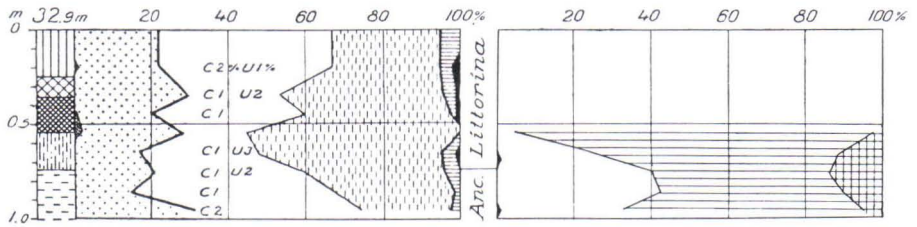


Fig. 2. Profile, pollen diagram, and diatom diagram of the Vahijärvensuo bog.

period. Thus, the altitude of the Littorina Sea is lower than the threshold of the bog, 32.2 m above sea level.

PAPPILANSUO BOG

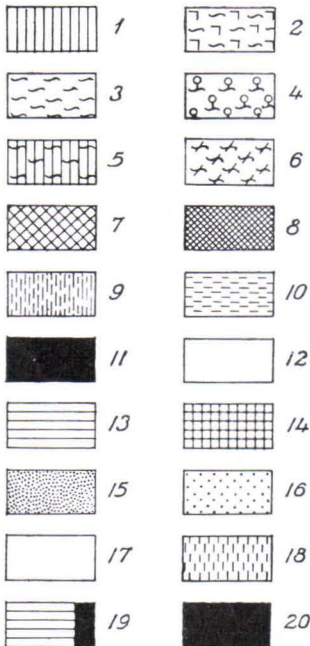


Fig. 3. Explanation of signs used. 1, *Carex* peat; 2, *Equisetum-Sphagnum* peat; 3, *Sphagnum* peat; 4, *Sphagnum*-deciduous tree peat; 5, *Carex-Sphagnum* peat; 6, *Sphagnum*-dwarf shrub peat; 7, coarse detritus ooze; 8, fine detritus ooze; 9, clay ooze; 10, clay; 11, salt- and brackish-water diatoms; 12, indifferent diatoms; 13, small-lake diatoms; 14, big-lake diatoms; 15, *Picea*; 16, *Pinus*; 17, *Betula*; 18, *Alnus*; 19, rare deciduous trees; 20, *Tilia*.

This cultivated bog is situated next to the parsonage of Askola (Fig. 1, Locality 2). The pollen diagram (Fig. 4) shows clearly the maximum of *Pinus* of the Ancylus period and the stage of deciduous trees which followed. The last-mentioned period belongs partly to the end of the Ancylus regression, but chiefly to the Littorina period.

Also in this profile it was difficult to determine exactly the isolation contact on the basis of the diatoms. Around the peat bog, the relief is evidently so variable that a diatom flora, characteristic of separated lakelets, could develop in narrow sounds even before the isolation.

The brackish-water diatom flora has developed very weakly in the bog. Three weak brackish-water diatoms are found at a depth of about 3 m, viz. *Amphora mexicana*, *Nitzschia tryblionella* and *Mastogloia smithi* var. *amphicephala*. The amount of these is not more than 1 % in any specimen. They evidently represent a first weak marine tendency in the pre-Littorina period. According to the pollen diagram, the lowermost brackish-water diatoms lie clearly in the Ancylus Lake sediments. The altitude of the Littorina Sea is thus below the pass sill of the bog, 31.5 m, but this figure is not too exact because the highway lies just on the threshold of the bog.

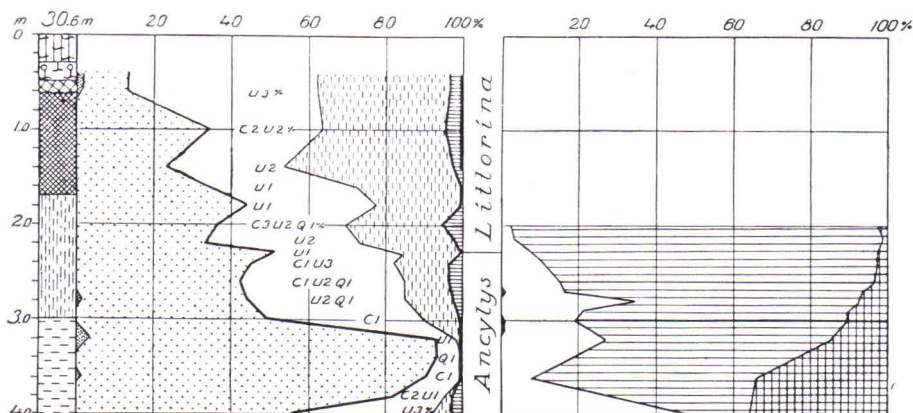


Fig. 4. Profile, pollen diagram, and diatom diagram of the Pappilansuo bog.

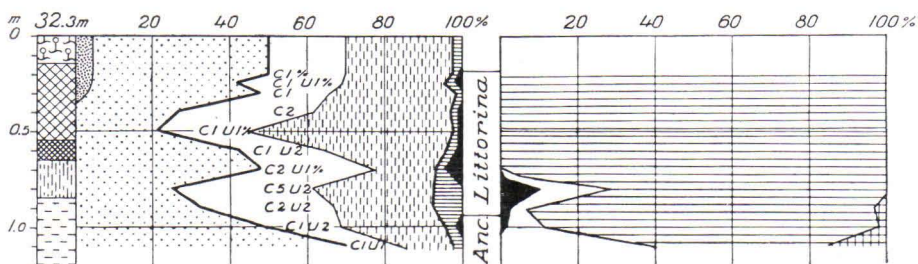


Fig. 5. Profile, pollen diagram, and diatom diagram of the Hannulansuo bog.

HANNULANSUO BOG

The location of this bog is given in Fig. 1 (Locality 3), and Fig. 5 presents the results of the author's investigation. The stratigraphy of the bog is also here rather normal. The clay and clay ooze lying below the detritus ooze are very solid and thus difficult to pierce with the bore. Also this bog is for the most part cultivated.

According to the pollen diagram, the main part of the sequence of the loose deposits has originated during the Littorina period. Also in this profile the occurrence of *Tilia* is broken as it is in other Askola profiles. The post-Littorina sediments are poorly represented in the bog. The lower part of the diagram is characterized by the increase in *Pinus* toward its maximum in the Ancylys period and by the corresponding decrease in *Alnus* and rare deciduous trees.

According to diatom data, the isolation of the bog from the Baltic occurred during the sedimentation of the lower part of the clay ooze, even though small-lake species form the majority also in the diatom flora below

it. However, the big-lake forms begin to increase in the lowermost sample contemporaneously with the strong augmentation of *Pinus*.

The scanty and evidently very brief occurrence of the brackish-water diatoms at a depth of 0.8 m is most noticeable in the diatom flora of the bog. *Nitzschia scalaris* forms the main part of the brackish-water species, while *Campylodiscus clypeus* and *C. echeneis* exist in smaller quantities. So many brackish-water diatoms are met here, viz. 11 %, that it must be supposed that the Littorina Sea had just passed over the threshold of the bog, measuring 31.5 m. The altitude of the Littorina maximum limit was established as being less than 31.5 m, on the basis of the profile of the Pappilansuo bog in the church village of Askola. The distance at right angles to the isobases is only 2 km—3 km between the Pappilansuo and Hanulansuo bogs (Hyyppä, 1937, Appendix I). The maximum altitude of the Littorina Sea is so determined with an accuracy corresponding to the land-tilting over the aforementioned distance. According to Ramsay (1927, p. 47) and Hyyppä (1950, p. 30) the tilting is about 20 cm/km. If the maximum altitude of the Littorina Sea were to be taken as 31.2 m in the church village of Askola, the error would not exceed 30 cm.

LAMMINJÄRVENSUO BOG

Fig. 6 illustrates the stratigraphy and pollen and diatom diagrams of the Lamminjärvensuo bog (Fig. 1, Locality 4). The surface of the bog at the point of boring is 33.7 m and its pass sill 31.2 m above sea level.

A clear maximum of the brackish-water diatoms is found at a depth of 5.6 m below the surface of the bog. *Nitzschia scalaris* forms about 90 % of the brackish-water species. *Campylodiscus echeneis*, *C. clypeus*, *Nitzschia tryblionella*, and *N. navicularis* may be mentioned among other species. Also here, the Littorina Sea extended, distinctly but to all evidences transitorily, over the bog basin. The diatom survey shows that the contact of the isolation can be placed at a depth of 5.4 m below the surface of the bog. The small-water diatoms increase greatly at this depth while the brackish-water forms decrease.

A pollen content similar to that in the brackish-water horizon continues below it to a depth of about 9 m. *Pinus* occurs between 5 m and 9 m with a content of 30 %—40 % and *Alnus*, with about 20 %—30 %. Rare deciduous trees are rather scanty, on an average less than 5 %. One *Trapa* pollen is met at a depth of 6.3 m. So far as is known *Trapa* is not found in Finland in deposits older than those of the Littorina period. Distinct but small variations occur in the pollen flora at a depth of about 9 m. *Pinus* increases noticeably, *Alnus* decreases simultaneously below 10 %, and the rare deciduous trees likewise decrease to 1 % or 2 %. These features show

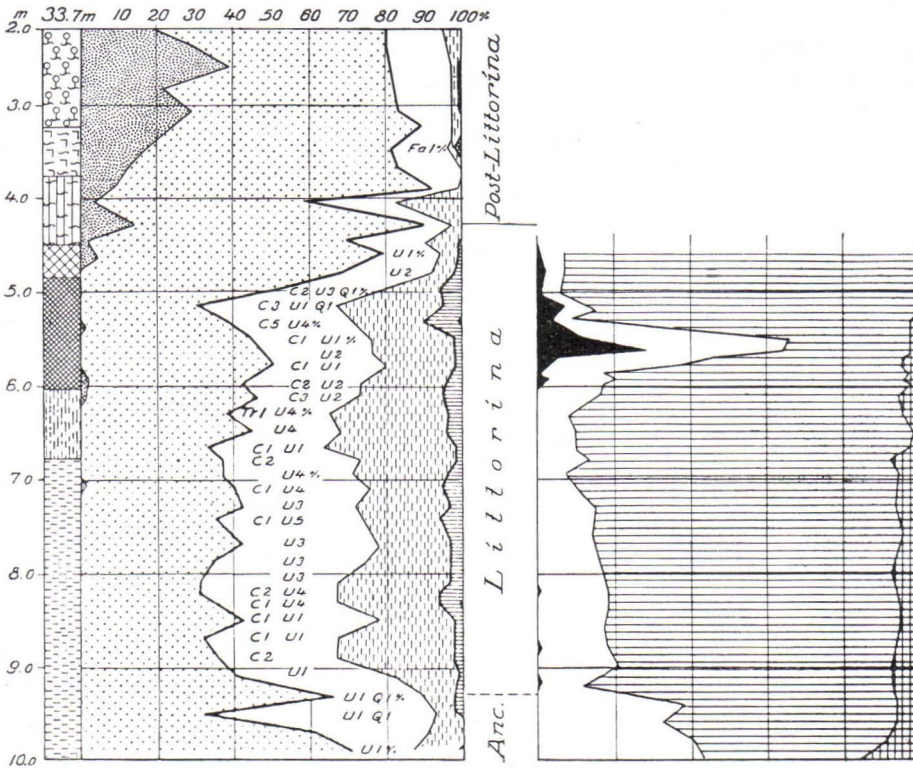


Fig. 6. Profile, pollen diagram, and diatom diagram of the Lamminjärvensuo bog.

clearly that the lowest deposits were formed in the end of the Ancylus period. A definite limit cannot, however, be drawn between the Ancylus and Littorina periods.

Some variations may be observed at this depth also in the diatom flora. The small-lake diatoms decrease little by little to 60 %—70 %, and a slight increase of the big-lake forms occurs at the bottom of the bog. Furthermore, 1 %—2 % of brackish-water species are found as scattered occurrences between 8 m and 9 m, but they are very likely secondary appearances.

According to the foregoing, it is evident that part of the profile below the brackish-water deposit as far as the depth of about 8.5 m—9 m, also represents sediments of the Littorina Sea. This means that the Littorina Sea in its beginning did not extend to the bog, that its water level rose a little later, and that brackish-water penetrated the bog basin. Another isolation contact will thus be situated in the bog, although it is difficult to establish from a diatom survey. The time from the beginning of the Littorina period to its transgression maximum may not have been very

short. Isolated small-lake sediments about 3 m in thickness have accumulated during this time. The rate of the sedimentation in the Littorina period is not known, but it may be supposed that the accumulation of these sediments took place during a few hundred years.

From data relative to the Lamminjärvensuo bog the following conclusions may be drawn concerning the beginning of the Littorina period in Askola:

(1) In Askola the altitude corresponding to the beginning of the Littorina Sea is less than 31 m above sea level.

(2) The greatest extent of the Littorina Sea or the Littorina transgression was reached after the beginning of the Littorina period, and its present extent corresponds to an altitude of at least 31 m above sea level. This observation agrees fully with those made from the bog profiles.

It is important, especially with regard to archeological dating, to ascertain the age of this Littorina transgression. It is obvious that it corresponds to the first Littorina transgression or L I of Hyypä (1937) and Sauramo (1940) because it appears to be the oldest Littorina transgression in Askola. The only other transgression that must be considered is L II which, then, would have extended higher up than L I. This would make, however, such a change in the system of the Littorina shore lines built by Hyypä (1937) from the Helsinki district up to the remotest corner of the Gulf of Finland that it is evident that the Askola transgression corresponds to the L I.

SUURISUO BOG

The location of the bog is illustrated in Fig. 1 (Locality 5). The pollen diagram (Fig. 7) is very characteristic in spite of its shortness, and it represents the main parts of the most important postglacial periods of the Baltic.

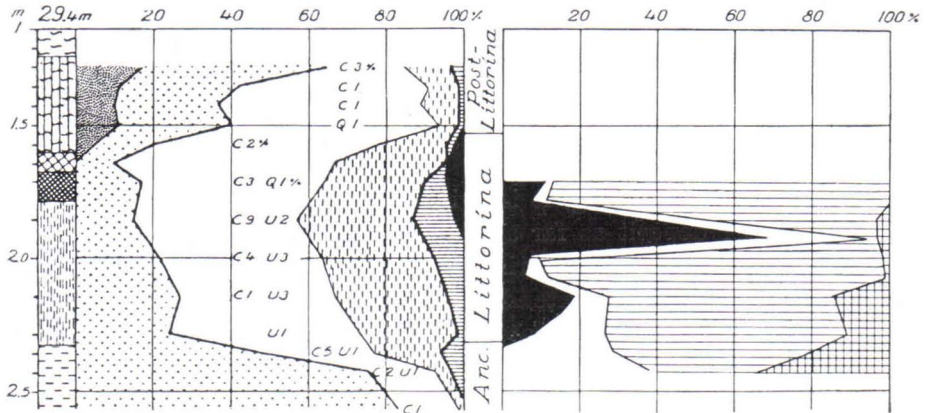


Fig. 7. Profile, pollen diagram, and diatom diagram of the Suurisuo bog.

The variations of the brackish-water species are especially interesting in the diatom diagram (Fig. 7). *Campylodiscus clypeus* and *C. echeneis* form about 70 %—80 % of the flora. Other species number about twenty, and of them the following may be mentioned: *Mastogloia sp.*, *Nitzschia sp.*, *Rhabdonema minutus*, *R. arcuatum*, *Diploneis smithi*, *Melosira jürgensi*, *Navicula peregrina* and *Rhopalodia musculus*.

Brackish-water diatoms form two separate maxima of which the one lying higher is much stronger and more clear-cut. Big-lake forms disappear almost entirely and small-lake diatoms increase greatly between the maxima of the brackish-water species. During this time, evidently, the bog basin was temporarily isolated from the Baltic. This period in the development of the bog, however, was not of long duration. The Littorina transgression penetrates strongly and distinctly into the bog basin. A new isolation occurs in the profile at a depth of about 1.8 m—1.9 m, when the bog separates finally from the Baltic basin. The view of the Littorina transgression obtained from the Lamminjärvensuo bog is thus confirmed by the Suurisuo bog.

On the basis of the data from the Suurisuo bog, the following conclusions may be drawn relative to the development of the beginning of the Littorina period:

(1) The altitude corresponding to the beginning of the Littorina period is at present at least 27 m above sea level.

(2) The regression following this stage reached only slightly lower than the said altitude.

(3) The altitude corresponding to the Littorina transgression is more than 28 m above sea level.

SUMMARY OF THE RESULTS OF INVESTIGATIONS OF THE PEAT BOGS

On the basis of the investigations of the peat bogs described above, the following summary may be made concerning the beginning of the Littorina period. The altitudes are interpolated on the isobase of the church village of Askola.

(1) The niveau corresponding to the beginning of the Littorina Sea is about 28 m—29 m above sea level.

(2) A very slow regression of a few hundred years' duration dominated in the beginning of the Littorina period. The magnitude of the regression may be estimated at about 1 m—2 m.

(3) The highest limit of the Littorina Sea or the Littorina transgression (L I) is 31 m—31.5 m above sea level. The total of the transgression is consequently at least 3 m, but no more than 5 m.

RAISED SHORES

The possibilities for the origin of ancient shores in the area are remote, as indicated on p. 60. The terrain, uneven in details, has prevented the formation of great open seas and thus hindered the formation of distinct ancient shores. Levelings which indicated the presence of some rather well-developed shores were made.

A rather high moraine is situated on the western shore of Porvoonjoki River, about 1 km south of Vakkola (Fig. 1, Locality 6). Two fairly distinct abrasion cliffs have been leveled near its top. The lower cliff is more distinct, even though gently sloping. The shore terrace in front of the cliff is well-developed. The foot of the cliff is 26.8 m above sea level. The higher cliff is very indistinct on the eastern side of the hill but is noticeable stronger on the western side. The altitude of its foot is 30.6 m above sea level.

A foot of a rather indistinct boulder rim was measured, barometrically, in Kaarenkylä, Askola, at 30 m above sea level (Fig. 1, Locality 7).

A distinct abrasion cliff, an ice-pushed rampart, and a bouldery shore accumulation were leveled at 29.1 m above sea level on the eastern side of a rocky hill, near the elementary school in Tuorila (Fig. 1, Locality 8).

Indistinct bouldery shore accumulations and wave-cut cliffs were measured with a barometer 1 km—2 km south of Vakkola on the eastern side of Porvoonjoki River at the following levels: 24 m, 27 m, 31 m, and 33 m above sea level. Although barometer measurements are neither very reliable nor accurate, the altitudes mentioned above correspond so well to the leveled shores that they may be considered fairly correct.


Among the shore observations mentioned above, the ancient shores at the altitude 29 m—31 m above sea level correspond to the Littorina transgression, or L I, according to the peat-bog investigations. The shore line about 27 m above sea level agrees with the water level of the beginning of the Littorina Sea, or with the very slow regression following it. In the beginning of the Littorina period, the water level evidently remained a rather long time at about the same altitude.

Sauramo and Hellaakoski (Äyräpää, 1929, pp. 30—31) give the altitude of the Littorina transgression maximum at Honkaniemi, Askola, as 27 m—28 m above sea level. This observation, not based on stratigraphic investigations, is considered by Hyyppä (1937, p. 66) as the minimum value in this district. The foregoing discussion leads to the same conclusion, and the shore observation made at Honkaniemi may be contemporaneous with the oldest shore of the Littorina period in the church village of Askola.

SUMMARY AND COMPARISONS

The geological investigations indicate indisputably that the Littorina transgression may be established in Askola, and that the total of the transgression may be estimated at 3 m—5 m. Stratigraphy of the peat bogs indicates that the time of the transgression may be estimated at about 4 500 B. C. The transgression was preceded by a very slow regression continuing from the beginning of the Littorina period, from about 5 000 B. C. (Fromm, 1938). The Littorina transgression forms the highest Littorina limit in the area, and it has reached a level about 2 m—3 m higher up than the water level corresponding to the beginning of the Littorina period. A weak marine influence may have extended to the Baltic basin even before the formation of the oldest Littorina shore.

Hyyppä (1937) stated that the maximum limit of the Littorina Sea represents a later development on the lower isobases than on the higher ones. On higher isobases, the oldest Littorina limit is also the highest limit. Complete agreement has not been reached relative to the isobase to which the Littorina Sea has been transgressive. Thus, Aario (1935, p. 129) gives the amount of the transgression as 5.5 m on the 36 m isobase, while in the Helsinki district, according to Hyyppä (1937, p. 203), it has been at most 2 m on the 30 m isobase. The writer's observations show that the amount of the transgression in Askola is roughly the average of the values given above.

With reference to age, the so-called Clypeus limit corresponds to the oldest Littorina shore in Askola, 28 m—29 m above sea level (see Hyyppä 1937, p. 61). The writer could not establish any diatom flora belonging to the separate Mastogloia period. Hyyppä (1935, p. 42; 1937, p. 61) arrived at a similar result in the Helsinki district. Possibly the weak brackish-water diatoms belonging to the end period of the Ancylus Lake correspond to the Mastogloia limit of Aario (1932, 1935) and Halden (1917). It may be mentioned that in northern Satakunta, where the highest Littorina limit (L I, the Clypeus limit) lies 75 m above sea level, the writer found in several bogs, some meters above the Littorina, a diatom flora where weak brackish-water forms regularly make 2 %—3 % of the total. 

Discordant values have also been given for the age of the Littorina transgression. Sauramo (1940) determined its date according to Fromm (1938) as about the year 5000 B. C., and Munthe (1940) and Sandegren (1949, p. 102) about the year 4500 B. C., while according to Florin (1944, p. 569), Hyyppä (1937, p. 201), and Ramsay (1927, p. 46) the Littorina transgression occurred about 4000 B. C. If one uses the contemporaneity of the beginning of the Littorina Sea stage in the Baltic as a starting-point, which appears to be a reasonable thing to do, the oldest Littorina limit

in Askola may be considered to correspond approximately to the year 5000 B. C., and the highest Littorina limit, the Littorina transgression, approximately to the year 4500 B. C.

ARCHEOLOGICAL REVIEW

The archeological investigations in the extensive settlement center of the Stone Age in Askola are not yet finished. Mention is made here of some results highly interesting also from the geological point of view.

According to Luho (1950), Stone-Age coastal dwelling sites occur at 31 m—32 m above sea level in Nalkkila, 1 km—2 km north of the church village of Askola. The finds representing these dwelling places resemble the finds made elsewhere in Finland and in Europe, the age of which has been determined as dating from the end of the *Ancylus* and the beginning of the Littorina. The altitude mentioned agrees well with the oldest and highest Littorina limit (28 m—29 m and 31 m) reported before (p. 67).

The higher the Stone-Age coastal sites of settlement in Finland are situated the older they are (Luho, 1948, p. 161; Äyräpää, 1926, pp. 72—74). The Siltapelto Stone-Age dwelling place in Askola forms an exception to this rule. The earliest combceramic ornamental style occurs in this dwelling site at 31 m above sea level (Luho, 1950), and still older pre-ceramic culture occurs at 29 m above sea level (Luho, 1950). According to Luho (verbal information) similar relations exist also elsewhere in Askola (Nietoo) and in the neighboring parish of Lapinjärvi. This deviation may not be a local phenomenon, but a more general one, which can hardly mean anything but that a transgression of water level occurred at that time. The extent of the transgression should coincide with the difference of the altitudes mentioned above or 2 m. However, this may be considered the minimum figure of the transgression, because it is hardly presumable that these altitudes correspond accurately to the upper limit of the transgression and to the lower limit of the preceding regression.

The age of this transgression, established also on the archeological basis, is disclosed by the stratigraphy of the peat bogs reported above. The upper limit of the Littorina transgression lies at 31 m—31.5 m above sea level in this area, and the lower limit of the preceding regression lies at about 27 m—28 m above sea level (p. 67). These figures are practically the same as the altitudes of the Siltapelto dwelling place. Therefore, with reference to altitude, the pre-ceramic culture corresponds either to the beginning of the Littorina period or to a time a little afterward, about 5000—4800 B. C. This age agrees well with the estimated age of the pre-ceramic culture (Luho, 1948, p. 31).

The early combceramic dwelling place in Siltapelto corresponds in altitude accurately to the highest Littorina limit, or L I, the date of which was given above (p. 70) as about 4500 B. C. This date, however, cannot be considered accurate (p. 69). The date of the Littorina transgression in Askola, however, may not be younger than about 4000 B. C.

This dating of the earliest combceramic style does not agree very closely with its archeological age as hitherto estimated, viz. about 3000 B. C. (Luho, 1948, p. 38; Sauramo, 1940, p. 266; Äyräpää, 1930). On the basis of what has been said above it is evident that the combceramic culture in Askola should have begun not later than 4000 B. C., preferably around 4500 B. C., as Luho (1950) already concluded on archeological grounds.

REFERENCES

- AARIO, L. (1932) Pflanzentopographische und paläogeographische Mooruntersuchungen in N-Satakunta. *Fennia* 55, 1.
- (1935) Die postglazialen Niveaueverschiebungen im mittleren Uusimaa mit Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu steinzeitlichen Wohnplätzen. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, A*, XLIV, No. 1.
- FLORIN, ST. (1944) Havstrandens förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartära tid. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 66, p. 569.
- FROMM, E. (1938) Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméenanalysen aus Ångermanland. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 60, p. 379.
- HALDEN, B. (1917) Om torvmossar och marina sediment inom norra Hälsinglands litorinaområdet. *Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C*, No. 280.
- HYYPÄ, E. (1935) Kivikautinen asutus ja rannansiirtyminen Helsingin seudulla. Deutsches Referat: Die steinzeitliche Besiedlung und die Verschiebung des Ufers in der Gegend von Helsinki. *Terra* 47, p. 42.
- (1937) Postglacial changes of shore-line in South Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 120.
- (1950) Lapuan ja Pattijoen muinaissuksien geologinen ikäys. Referat: Geologische Datierung vorzeitlicher Schier aus Lapua und Pattijoki. *Suomen Museo*, p. 30.
- LUHO, V. (1945) Porvoon Henttalan ylempi kivikautinen asuinpaikka. *Uusimaa III*, p. 186.
- (1946) Henttala övre stenåldersboplatz i Borgå socken. *Suomen Museo* 1944, p. 19.
- (1948) Suomen kivikauden pääpiirteet. Helsinki.
- (1950) Askolan muinaisuutta. *Uudenmaan Sanomat*, Nos. 110, 114, 117.
- MUNTHE, H. (1940) Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. *Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., Ser. 3*, 19, No. 1.
- RAMSAY, W. (1927) Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Referat: Niveaueverschiebungen und steinzeitliche Siedelung im baltischen Gebiete. *Fennia* 47, 4.
- SANDEGREN, R. (1949) Beskrivning till kartbladet Untra. *Jordlagren. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Aa*, No. 191.
- SAURAMO, M. (1940) Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. *Porvoo—Helsinki*.
- (1941) Die Geschichte der Wälder Finnlands. *Geol. Rundschau* 32, p. 580.
- ÄYRÄPÄÄ, A. (Europaeus) (1926) Stenålderskeramik från kustboplatser i Finland. *Suomen Muinaismuistoyhdistyksen aikakauskirja* 36, p. 72.
- (1929) Askolan Honkaniemen kivikautinen asuinpaikka. *Suomen Museo* 36, p. 30.
- (1930) Die relative Chronologie der steinzeitlichen Keramik in Finnland, I and II. *Acta Archaeol.* 1, p. 220.

THE CONGLOMERATE OF HANHIKIVENSAARI, PYHÄJOKI,
FINLAND ¹

BY

GERALDO MELCHER

Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, Brazil

ABSTRACT

The Archean conglomerate from the peninsula of Hanhikivensaari in Pyhäjoki is described. Its pebbles are almost exclusively composed of quartz porphyry, plagioclase porphyrite, and other subsilicic volcanic rocks. The matrix and the pebbles are of similar composition. The conglomerate, which has a thickness of at least 1 700 m, reveals primary bedding and some other sedimentary characteristics in its northern part. To the south it was compressed and deformed, probably by rock intrusions, and developed a schistosity with an orientation different from that of the bedding. Some features of this deformation are discussed.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	73
PETROGRAPHY	75
QUARTZ PORPHYRIES	75
PLAGIOCLASE PORPHYRITES	76
OTHER SUBSILICIC VOLCANIC ROCKS	76
LIMESTONE AND QUARTZ-EPIDOTE ROCKS	77
MATRIX	77
STRATIGRAPHIC CHARACTERISTICS	78
TECTONIC FEATURES	80
ACKNOWLEDGMENTS	82

INTRODUCTION

The peninsula of Hanhikivensaari is situated in parish of Pyhäjoki, about 25 km S. of the town of Raahe (Fig. 1). On the general geological map of Finland in scale 1 : 400 000, Sheet Kokkola, this area was mapped as granite or granodiorite. During the re-mapping made in 1951 for the

¹ Received December 18, 1952.

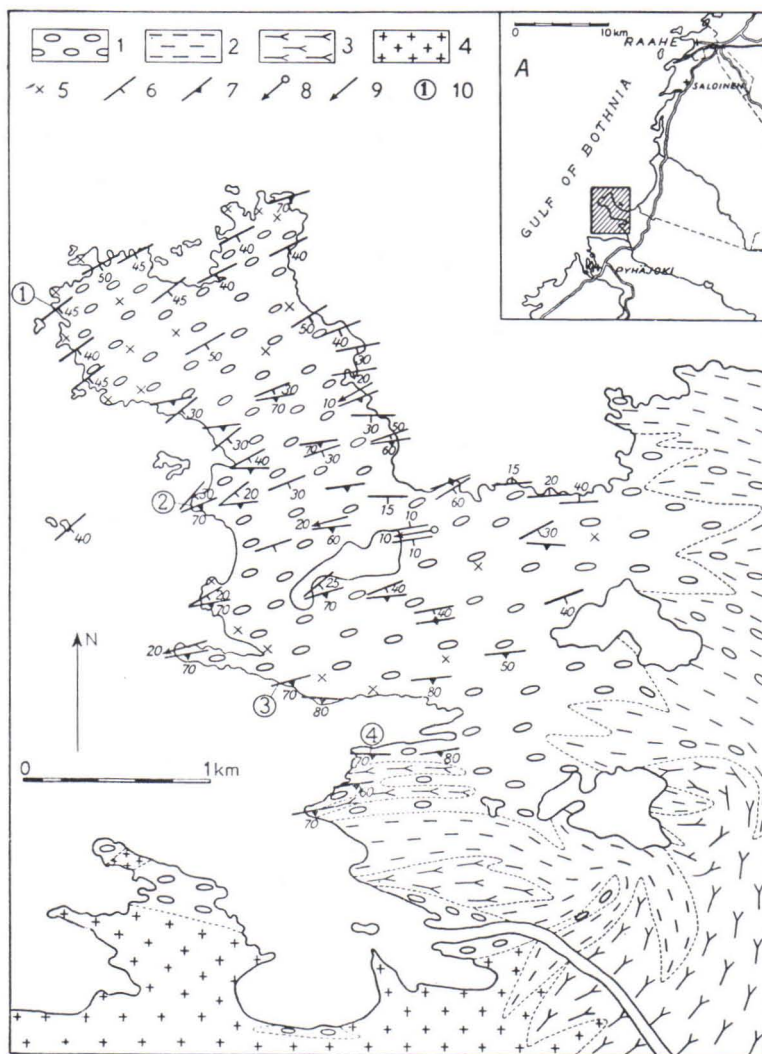


Fig. 1. Map of Hanhikivensaari, showing tectonic observations, outcrops, and relations to the neighboring rocks. 1, conglomerate; 2, amphibolite and leptite; 3, diorite; 4, microcline granite; 5, outcrop; 6, bedding; 7, schistosity; 8, fold axis; 9, lineation; 10, locality where pebble measurements were made; A, location map.

Geological Survey of Finland by Mr. Osmo Nykänen, it was found that a well exposed conglomerate occurs on the whole peninsula and on the neighboring mainland.

On the map (Fig. 1) the outcrops studied during the present investigation and the orientations of beds and schistosity are shown. The contacts of the conglomerate with the neighboring rocks were copied from the map in scale 1 : 20 000 prepared by Mr. Osmo Nykänen. On his map to the

southeast the conglomerate passes without any sharp contacts into amphibolites and leptites in which also some pebbles and boulders are found. Two intrusive rocks, *viz.*, a diorite and a microcline granite, occur in the neighborhood and very probably are responsible for the deformation and the increase in schistosity observable in the southern part of the conglomerate. All these rocks belong to the Svecofennidic orogenic cycle.

PETROGRAPHY

The large majority of the pebbles and boulders in the conglomerate are composed of lava rocks, ranging from typical quartz porphyries to plagioclase porphyrites and hornblende porphyrites. Many intermediate types occur. Phenocrysts may be absent in some varieties which have, however, a composition similar to that of the typical porphyritic rocks. Even though the primary structure of the rocks did change by metamorphism, it seems safe to assume that the rocks are almost exclusively composed of ancient lavas and tuffitic material. With the exception of only some thin layers rich in epidote, the matrix of the conglomerate contains the same minerals as the pebbles. Because the size of the pebbles varies gradually from a maximum of about 1 m to less than 1 mm, a somewhat arbitrary size limit had to be established between the pebbles and the matrix. On slightly weathered surfaces, pebbles with a diameter of 0.5 cm usually could still be distinguished, but below this limit it was impossible to tell the coarser sandy particles from the fine-grained matrix. In the more schistose parts of the conglomerate it was impossible to tell from the matrix even larger dark pebbles having the same mineralogical composition as the matrix.

QUARTZ PORPHYRIES

Almost all light-colored boulders and pebbles found in the conglomerate are quartz porphyries. Their megascopic aspect shows slight variation. The color varies from light yellowish gray to dark gray, depending on the proportion of small crystals of biotite, chlorite, and hornblende in the ground mass. The size and distribution of the phenocrysts also vary to some extent. In some pebbles an alternation between lighter and darker bands, with orientation independent of the schistosity, may be observed and interpreted as a primary flow structure.

The maximum diameter of the quartz phenocrysts is 8 mm, the average being from 2 mm to 3 mm. Idiomorphic contours are frequently well preserved, but the crystals are broken up into smaller grains with different orientation and undulating extinction. Usually the phenocrysts are also partially corroded and penetrated by a fine-grained mass of quartz and plagioclase crystals (Plate I, Fig. 1). The plagioclase phenocrysts are less

well preserved and sometimes so corroded, granulated, and recrystallized as to make their identification difficult. Twinning may still be observed in some cases. When it was possible to determine the composition of the plagioclase, it was found to be An_{5-15} .

The ground mass contains mainly quartz, plagioclase, biotite, and/or chlorite. Hornblende, epidote, sericite, sulfide and oxide ore, leucoxene, apatite, and calcite are present in small amounts. The grain size is usually between 0.1 mm and 0.3 mm. The plagioclase occurs as small, clear, equidimensional grains. Twinning is very rare, but zonal extinction is sometimes observed. Because of the lack of twinning and cleavage, the composition is difficult to determine, but to judge from the refractive index, it is an oligoclase.

PLAGIOCLASE PORPHYRITES

A typical plagioclase porphyrite is the most common rock type among the dark-colored pebbles. On slightly weathered surfaces the light plagioclase phenocrysts are readily distinguished from the darker ground mass. Their average length is from 4 mm to 5 mm, exceptionally 1 cm. Several varieties differing in size, distribution, and orientation of the phenocrysts may be distinguished in the field. In the well-preserved types twinning according to the albite law is common, and the crystals are idiomorphic, but frequently they are sericitized, corroded, and penetrated by a fine-grained mass of plagioclase, some quartz, and epidote (Plate I, Fig. 2). The composition ranges from An_{30} to An_{50} . Slight zoning is common, but the difference between the extinction angles of the core and the outer shell is small.

The ground mass is composed mainly of small, clear grains of plagioclase, untwinned but sometimes with zonal structure. A few small quartz crystals may also occur. Hornblende is the most common dark constituent. The small, irregular crystals show a pleochroism from dark brownish green to bluish green. Biotite, sometimes with zircon inclusions, is less frequent in most pebbles though in exceptional cases it may be the only dark constituent. Hornblende and biotite are usually distributed in the ground mass but sometimes occur in glomeroporphyritic agglomerations. Apatite is a common accessory mineral, and small ore grains, sometimes surrounded by leucoxene, are frequently associated with the biotite. Chlorite, epidote, and a little calcite are also found.

OTHER SUBSILICIC VOLCANIC ROCKS

Black and dark gray boulders and pebbles are less readily recognized in the field, but sometimes they may be identified by black, rounded or elongated spots, a few mm in diameter, which are aggregates of small horn-

blende or biotite crystals. Also, under the microscope some of these rock types cannot be definitely identified. Even in the clearly porphyritic varieties no uralite crystals are present, and though their contours are sometimes preserved, their present composition is an aggregate of small hornblende flakes with irregular orientation (Plate I, Fig. 3). The hornblende has pleochroism from greenish brown to bluish green. The average length of the individual crystals is 0.2 mm both in the ground mass and in the phenocrysts. In the ground mass the following minerals occur: plagioclase (An₄₀₋₅₀), biotite, chlorite, epidote, calcite, oxide and sulfide ore, ilmenite, and apatite. Quartz of secondary origin is sometimes present. Biotite agglomerations also may show outlines indicative of former phenocrysts (Plate I, Fig. 4), although mica-rich rocks seem to acquire schistosity more readily. Frequently only little elongated lenses rich in biotite can be seen, but their origin cannot be ascertained. Magnetite usually occurs together with the biotite. In transitional types small plagioclase phenocrysts also may be present.

Some inhomogeneous pebbles are possibly composed of tuffitic material, but metamorphism has altered the rocks enough to make it impossible to tell the origin of many of the pebbles and boulders with certainty.

LIMESTONE AND QUARTZ-EPIDOTE ROCKS

Only one limestone pebble was observed in the conglomerate. It consisted of calcite, some quartz, and a little diopside.

Several pebbles composed mainly of epidote and quartz, and containing small amounts of hornblende, chlorite, and calcite, are also present. It could not be ascertained, however, what kind of rocks they were originally.

MATRIX

The part of the conglomerate in which no pebbles can be distinguished in the field occurs in irregular masses filling the interstices between the pebbles or in regular, well-stratified beds. Megascopically, the rock is black, dark gray or, more rarely, light gray. Greenish, epidote-rich bands are common. The rock appears compact and homogeneous, but under the microscope even the most fine-grained samples show the presence of small granules and sandy particles of different rock types (Plate I, Figs. 5, 6). In the more schistose part of the conglomerate it was sometimes impossible to distinguish the limit even between different larger pebbles under the microscope, if their mineral composition was similar, if the original particles had been drawn out to irregular lenses, and if recrystallization had produced

the same texture in them. The smallest diameter of different rock particles which still could be recognized was about 0.5 mm.

The same rock types with the same minerals which are found in the large pebbles may be identified also in the sandy or silty matrix. Quartz porphyries are very common, probably because of their higher resistance to weathering and abrasion. Sometimes the phenocrysts still have clear crystal outlines, even though they are granulated and partly corroded. A few isolated quartz crystals which may have separated from the original rock also occur, and secondary quartz grains without granulation or undulatory extinction are common. Plagioclase porphyrite also forms many of the sandy particles. The plagioclase phenocrysts may sometimes still be identified, but frequently they are intensely altered and corroded. The less silicic rock types seem to have been less resistant, and even though there are some rounded aggregates of hornblende or biotite with magnetite, strongly resembling those occurring in the pebbles, the dark minerals usually fill the interstices between the lighter sand or silt particles.

STRATIGRAPHIC CHARACTERISTICS

Primary bedding may be observed most clearly in the northern part of the conglomerate. The strike and the dip of the beds are shown on the map (Fig. 1).

No apparent regularity in the changes of the distribution of size or composition of the boulders is observable throughout any section of the conglomerate. Only in the southwestern part it becomes poorer in boulders, some outcrops showing only a few pebbles.

Individual layers are characterized by the predominance of pebbles or cobbles with a certain average diameter, from a few mm in the finest beds to about 15 cm in the most coarse-grained beds (Plate II, Fig. 7). Greater boulders occur irregularly distributed in all beds (Plate II, Figs. 11, 12). The thickness of the beds ranges from a few mm to 1 m. Laterally they may be followed for some tens of m. Usually they end in the shape of a lens, but sometimes they pass irregularly into beds of different grain size without any clear limit. As a rule several fine-grained beds occur together, showing clear limits between one another (Fig. 2), their total thickness reaching 3 m. The coarse-grained layers are less well defined, and in them the size and distribution of pebbles and cobbles may change abruptly. They may contain also lenses or irregular masses of the matrix.

The original shape of the pebbles may be observed in the undeformed part of the conglomerate. Some individual pebbles are rather angular but most of them have contours ranging from subangular to rounded (Plate II, Fig. 7). All kinds of shapes may occur together in the bed. The proportion

of pebbles also varies greatly. Sometimes they are close-packed, and only the intervals are filled with fine-grained material, but in other instances only a few pebbles appear on an outcrop of several m². In most of the beds all rock types occur together in varying proportion, and only exceptionally either quartz-porphyritic or subsilicic pebbles predominate.

In some beds a gradual increase in grain size from 2 mm or 3 mm to about 2 cm may be observed in a 20 cm or 30 cm thick layer and may be interpreted as graded bedding (Fig. 2). The increase of the grain size from S. to N. would appear to indicate that the top of the conglomerate is to the S.

Pebbles with a diameter of several cm seem to have sunken into layers of fine-grained material. In these instances the position of the pebbles in the fine-grained layers also confirms that the base is to the N. These observations were made in the northern part of the conglomerate, where there occurs no tectonic deformation of the pebbles, which could be responsible also for the curving of the fine-grained beds around the boulders.

The matrix in which no pebbles are observable megascopically also occurs in lens-shaped beds whose thickness ranges from a few mm to 1 m. Rare and irregularly distributed boulders may be found in them. Sometimes the beds show slight variation in color, and very thin intercalations of black biotite or hornblende-rich layers may occur in them. Green, epidote-bearing layers with an average thickness of 3 cm to 4 cm and a maximum thickness of 10 cm are common (Plate II, Fig. 8).

The total thickness of the conglomerate is at least 1 700 m, probably more than 2 000 m. The deposition of such a thick body, composed almost exclusively of volcanic rocks which show no sign of chemical weathering, must have taken place in a basin subsiding at the same rate at which sedimentation progressed.

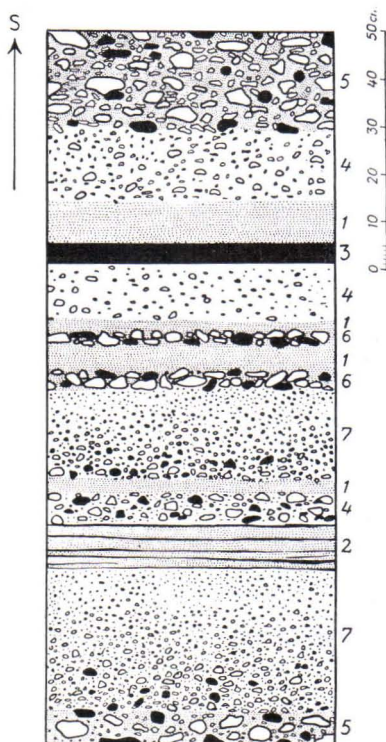


Fig. 2. Typical section in the northern part of the conglomerate. 1, fine-grained homogeneous matrix; 2, fine-grained matrix with thin intercalations of hornblende-rich layers; 3, epidote-rich bed; 4, medium-grained layer with much matrix; 5, coarse-grained layers with many smaller pebbles and much matrix; 6, coarse-grained, close-packed layers; 7, beds showing gradual increase in grain size from S. to N.

TECTONIC FEATURES

In its northern part the conglomerate is only tilted but internally undeformed, and bedding is its only measurable orientation, but to the S. a clear-cut schistosity has developed, which is revealed by the flattening of the pebbles and cobbles (Plate II, Figs., 9, 10, 11, 12). The average ratio between the largest and the smallest diameter of the cobbles increases gradually from N. to S.

Gentle folding may sometimes be observed, and then the lineation, represented by the longest axis of the deformed pebbles, is parallel to the folding axis. Faulting is of no importance, and only small faults with a slip of less than 1 m have been observed.

Pebbles and cobbles have been flattened and drawn out in a varying degree. Theoretically, they should now be ellipsoids, and the position and the ratio between the three axes should indicate the type of deformation that took place. Unfortunately, it was impossible to measure all three diameters in the hard, compact conglomerate, as would have been necessary to give a more exact picture of the deformation. Observations indicate, however, that flattening predominates over elongation, so that usually the two longer axes, lying in the plane of the schistosity, do not differ very much from each other, but the c-axis, normal to the s-plane is much shorter.

If the pebbles were deformed by a simple shearing movement, their two longer axes should now lie in a plane forming a certain angle with the schistosity. However, this was impossible to verify, and the schistosity shown on the map is the plane defined by the two major diameters, as no other s-plane, except bedding, could be measured.

In the northern, undeformed part of the conglomerate the pebbles usually already show a preferred orientation in the bedding plane. Therefore, and because their original shape was seldom spherical, their present form is not exactly ellipsoidal.

In order to study the deformation in a semi-quantitative way, the largest and the smallest diameters of the ellipses defined by the intersection of one hundred pebbles with the surfaces of the outcrops were measured in four localities and plotted on diagrams (Fig. 3). The surfaces on which these measurements were made were chosen to be roughly normal to the schistosity and parallel to the lineation, i. e., the longest axis of the pebbles.

If one assumes that, theoretically, all pebbles should be equally deformed, the points representing their present shape should lie on a straight line. Deviations from this average value may be explained by differences in the original form and orientation, size, and rock type. Furthermore, the bedding plane and the surface on which schistosity developed had different orientations (Plate II, Figs. 9, 10), so that the longest dimension of the pebbles is now a component between the original major diameter and the longest axis of the deformation ellipsoid.

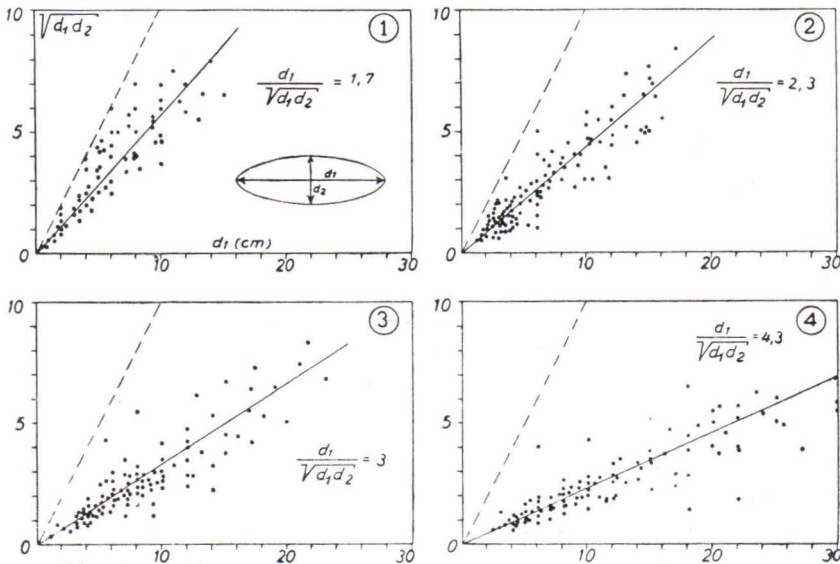


Fig. 3. Deformation diagrams of 100 measured pebbles in 4 outcrops (see map, Fig. 1). d_1 , longest diameter; d_2 , shortest diameter of deformed pebbles. The ordinate $\sqrt{d_1 d_2}$ represents the diameter of a spherical pebble with equal volume, providing the third axis has not changed. The relation $d_1/\sqrt{d_1 d_2}$ gives an indication of the degree of deformation. Graph 1 represents an outcrop on which no internal deformation is visible and therefore is indicative of the original shape of the pebbles. The dotted lines are drawn for comparison and correspond to a ratio $d_1/\sqrt{d_1 d_2} = 1$, i. e., spherical pebbles.

In every outcrop the most strongly flattened or elongated pebbles and cobbles are composed of quartz porphyries with small phenocrysts and much fine-grained ground mass. Intermediate and subsilicic rocks are not as easily deformed as are the quartz porphyries, with the exception of biotite-rich varieties. Coarse-grained rocks are also more resistant to a change of shape, and when their phenocrysts are large and closely associated, the pebbles may remain almost equidimensional even in outcrops in which the average ratio between the largest and the smallest diameter of strongly deformed pebbles is about 20 (Plate II, Fig. 11).

Because the same rock types are found throughout any section of the conglomerate, one may conclude that no apparent changes in chemical and mineralogical composition accompany the deformation. The texture, however, has developed a marked parallelism in some of the flattened pebbles.

The original size also had some influence on the degree of deformation. Large cobbles are frequently less flattened than small pebbles are.

Plasticity seems to have been different in different parts of the conglomerate. Near the southern contact, where pressure and probably also temperature were higher, the pebbles as well as the matrix have fewer

cracks and cleavages than in the middle part of the section, in which some boulders have clear diagonal compression cracks, sometimes filled with quartz, which do not continue into the neighboring matrix (Plate II, Fig. 12).

A peculiar feature of some boulders is the drawing-out of the ends which seem to have been deformed in a higher degree than the middle portion (Plate II, Fig. 12). Some boulders became so plastic that, when intersected by small faults, they were drawn out along a slip of 10 cm without disrupting. Others were broken into several irregular fragments. Pebbles of the same rock types are frequently welded together, so that the limit between them cannot be distinguished any more. Hard pebbles also have sometimes penetrated into softer pebbles and deformed them.

ACKNOWLEDGMENTS

The author is greatly indebted to Prof. Aarne Laitakari, Director of the Geological Survey of Finland, for his kindness in employing the author during the summer of 1952 at the Survey, thus making the present study possible. He also desires to express his sincere gratitude to his friends Dr. Ahti Simonen, State Geologist, and Mr. Arvo Matisto, M. A., who have in many ways given valuable help and instruction to the author during his studies in Finland.

EXPLANATION OF PLATES

PLATE I

- Fig. 1. Quartz porphyry. Two granulated quartz phenocrysts are visible. Pebble. Nicols +. 9 ×.
 Fig. 2. Plagioclase porphyrite. Pebble. Nicols +. 13 ×.
 Fig. 3. Hornblende porphyrite. Pebble. Nicols ||. 13 ×.
 Fig. 4. Biotite-magnetite agglomeration in a ground mass of plagioclase, biotite, and hornblende. Pebble. Nicols ||. 10 ×.
 Fig. 5. Matrix of the conglomerate with strongly flattened sandy particles of different rock types. Southern part of conglomerate. Nicols ||. 10 ×.
 Fig. 6. Matrix with undeformed angular and rounded sandy particles of different rock types. Nicols ||. 13 ×.

PLATE II

- Fig. 7. Typical alternation of beds with coarse undeformed pebbles and matrix. Northern part of conglomerate.
 Fig. 8. Fine-grained layer of matrix between two coarser-grained beds. The light-colored bands are intercalations very rich in epidote.
 Fig. 9. Contact between a medium-grained and a coarse-grained bed. Bedding is parallel to the hammer handle. The schistosity forms a small angle with the bedding plane. Middle part of conglomerate.
 Fig. 10. Fine-grained matrix (upper part of picture) in contact with a medium-grained layer. The matrix contains thin intercalations rich in hornblende. Cross-schistosity is also clearly visible. Middle part of conglomerate.
 Fig. 11. Coarse-grained plagioclase porphyrite cobble. The conglomerate is clearly schistose. The smaller pebbles are strongly deformed and curved around the undeformed cobble. Southern part of conglomerate.
 Fig. 12. Quartz porphyry cobble showing compression cracks. The lateral parts are more deformed than is the central portion.

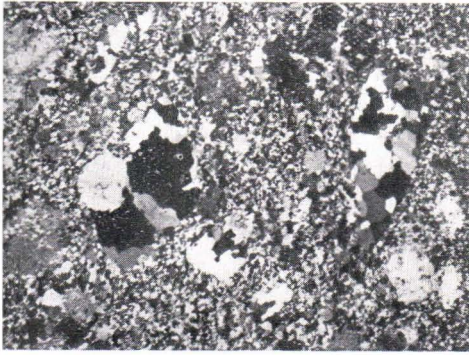


FIG. 1

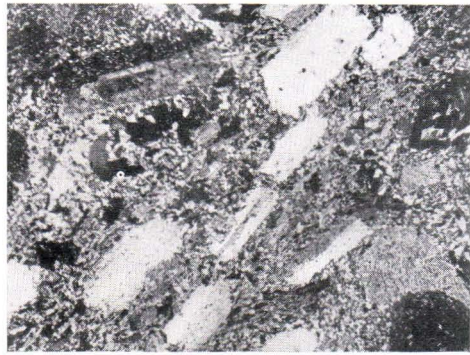


FIG. 2

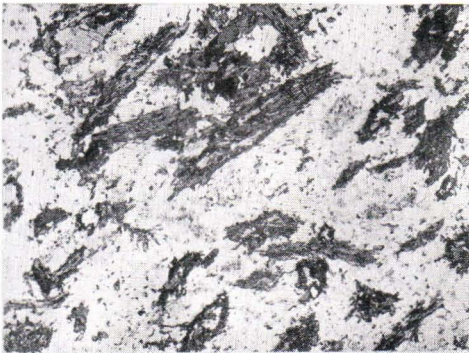


FIG. 3



FIG. 4

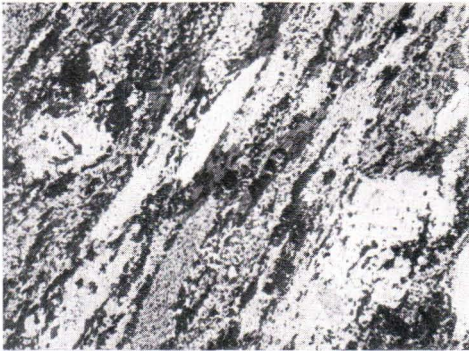


FIG. 5



FIG. 6

Geraldo Melcher: The conglomerate of Hanhikivensaari, Pyhäjoki, Finland

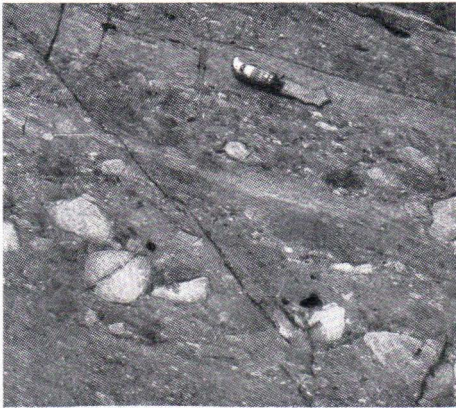


FIG. 7

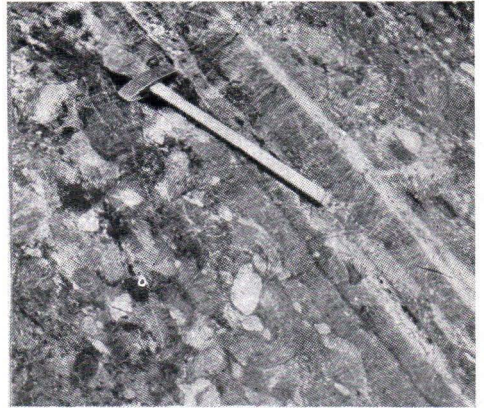


FIG. 8

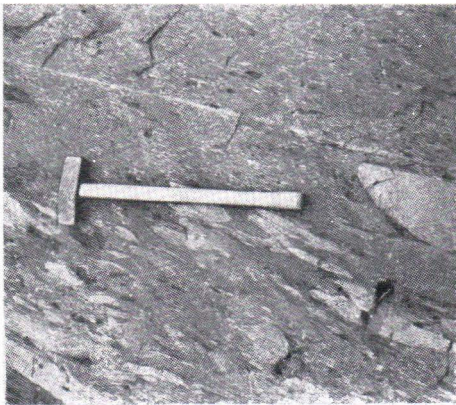


FIG. 9

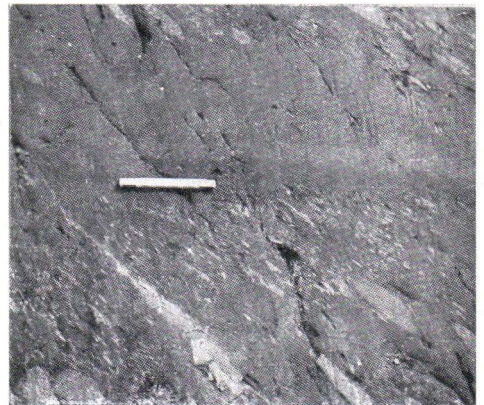


FIG. 10

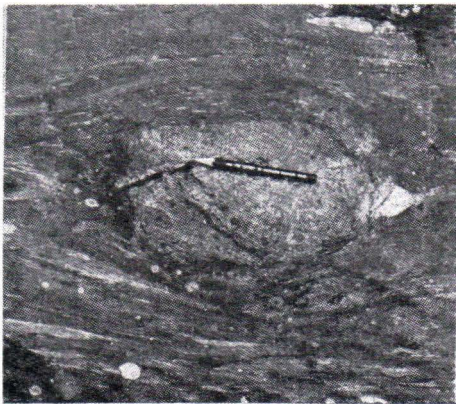


FIG. 11

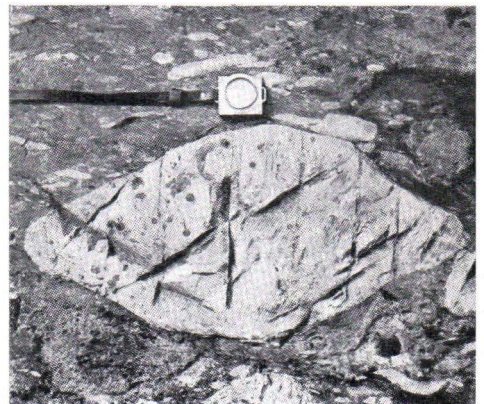


FIG. 12

Geraldo Melcher: The conglomerate of Hanhikivensaari, Pyhäjoki, Finland

A BLUE-GREEN HORNBLLENDE AND ITS GENESIS FROM THE TAMPERE SCHIST BELT, FINLAND ¹

BY

JUHANI SEITSAARI

Institute of Geology, University of Helsinki

ABSTRACT

A sample of plagioclase porphyrite and several samples of hornblende schists containing blue-green hornblende were studied microscopically. Four rock samples were analyzed. From four of these rocks hornblende was separated, analyzed, and studied optically. The hornblendes proved to be fairly rich in ferric iron, aluminium, and water. They belong to the tschermakite and pargasite-hastingsite groups of hornblende, although they are poor in sodium. Their optical properties agree with those of the corresponding sodian members. The cause of the bluish colour is discussed. It is suggested that the hornblende crystallized at an increasing temperature during a late stage of metamorphism.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	83
THE ROCKS	84
COMPOSITION AND PROPERTIES OF THE HORNBLLENDES	87
COLOUR OF THE HORNBLLENDES	92
METAMORPHIC FACIES OF THE HORNBLLENDE-BEARING ROCKS	95
REFERENCES	97

INTRODUCTION

The crystal structure of the amphiboles and the precise formulas of the most important members of this group of minerals were established by Warren (1930a, 1930b; Warren and Modell, 1930). Kunitz (1930), Berman (1937), Hallimond (1943), Winchell (1931, 1938, 1945), and Sundius (1933, 1946) further contributed to the knowledge of the iso-

¹ Received December 31, 1952.

morphism in the amphibole group. The papers of Winchell (1945) and Sundius (1946), based on extensive previous works, are of special value in studying the variations in composition and properties of the calcian amphiboles.

It is well known that the amphiboles are sensitive to variations in the conditions of crystallization. Therefore, the classification of the metamorphic facies may partly be based on the occurrence of certain common members of calcian amphiboles in rocks. Attempts have also been made to show that the degree of certain diadochies in common hornblende is related to variations in the conditions of recrystallization (see, *e. g.*, Foslie, 1945).

The brownish colour is generally considered to indicate a higher, and the green colour, a lower, temperature of crystallization. It is also known that the lower the temperature, the paler becomes the green colour. Little attention, however, was paid to different hues in the colour of the hornblende. The rather common bluish colour was generally regarded as the result of a considerable sodium content. In most instances this explanation may be erroneous.

Hornblende more or less bluish in colour was met in many metamorphic supracrustal rocks in the Tampere schist belt (Seitsaari, 1951), and the observation led to the following investigation.

THE ROCKS

The most distinct blue hue in hornblende is observed in thin sections made of a plagioclase porphyrite intermediate in composition (Seitsaari, 1951, p. 13) and of some hornblende schists (*op. cit.*, p. 30). The petrological data of the aforementioned rocks are repeated in the following. Reference is made to the petrological map in the said paper.



Fig. 1. Idiomorphic hornblende prisms occurring at random in the ground mass of plagioclase porphyrite. East of Lake Vaavujärvi, Orivesi. Nic. ||. Magn. 42 ×.

The plagioclase porphyrite forms a bed at Lake Vaavujärvi and east of the lake in Orivesi and Teisko. About one-half of the rock consists of albitic plagioclase (An_{5-6}). The other main constituents, in the order of their relative abundance, are biotite, quartz, hornblende, and epidote. A parallel texture, as indicated by tabular crystals of plagioclase and streaks of biotite in the ground mass, is

rather distinct. Many of the well-developed, narrow prisms of hornblende, however, are dispersed at random or aggregated into groups (Fig. 1).

The analysis of the rock is quoted in Table 1 (Anal. 1). The composition is intermediate between soda trachyte (keratophyre) and andesite. The name »metamorphic trachyandesite» was used in the paper cited (Seitsaari, 1951).

Table 1. Chemical composition of plagioclase porphyrite and hornblende schists

Constituent	1		2a		2b		3	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	58.79	9 789	59.04	9 830	55.04	9 164	56.26	9 367
TiO ₂	0.90	113	0.83	104	0.82	103	0.81	101
Al ₂ O ₃	16.77	1 645	15.86	1 556	18.46	1 811	15.05	1 476
Fe ₂ O ₃	2.28	143	2.50	157	4.00	251	2.22	139
FeO	5.50	766	4.62	643	4.17	580	4.86	677
MnO	0.10	14	0.11	16	0.11	16	0.14	20
MgO	2.32	575	3.85	955	3.45	856	6.86	1 701
CaO	4.43	790	5.80	1 034	6.50	1 159	5.90	1 052
Na ₂ O	5.54	894	3.45	556	4.00	645	3.16	510
K ₂ O	2.04	217	2.14	227	2.21	235	2.36	251
P ₂ O ₅	0.33	23	0.34	24	0.38	27	0.29	20
H ₂ O+	1.18	—	1.26	—	1.43	—	2.00	—
H ₂ O—	0.07	—	0.09	—	0.08	—	0.12	—
Total	100.25	—	99.89	—	100.65	—	100.03	—
Niggli numbers								
si		189		185		158		157
ti		2.2		2.0		1.8		1.7
al		31.7		29.3		31.2		24.7
fm		31.7		36.4		33.7		44.9
c		15.2		19.5		20.0		17.6
alk		21.4		14.8		15.1		12.8
k		0.20		0.29		0.27		0.33
mg		0.35		0.50		0.44		0.64
c/fm		0.48		0.54		0.59		0.39

1. Intermediate plagioclase porphyrite (metamorphic trachyandesite), east of Lake Vaavujärvi, Orivesi (Seitsaari, 1951, p. 14).
2. (a) Coarse-grained layer of hornblende schist, northeast of Lake Vaavujärvi, Orivesi. Analyst, E. Heinonen. (b) Fine-grained layer of the same rock. Analyst, E. Heinonen.
3. Hornblende schist, northwest of Lake Pappilanselkä, Orivesi (Seitsaari, 1951, p. 14).

The most extensive bed of the hornblende schists lies in the transition zone between phyllite and volcanogenic rocks in Orivesi and Teisko. More subordinate beds accompanying the phyllite among the volcanics occur in many places.

The mineral composition is invariably as follows: hornblende, quartz, plagioclase, epidote, and biotite (main constituents); magnetite and apatite (accessories). There is, however, much variation in the relative amount of the minerals. Some of these rocks are very rich in hornblende and epidote,

but rarely in biotite at the same time. The varieties richest in biotite are usually poorest in hornblende. The content of epidote may be highly constant. The plagioclase is always oligoclase (An_{17-30}), except in one specimen where albite was found together with oligoclase. All the schists are fine-grained. A bedded structure is not uncommon (Fig. 2), and even varvity may be observed. There are varieties in which the finest layers are almost like a phyllite with reference to the grain size (see Fig. 2). These layers are usually richest in biotite.

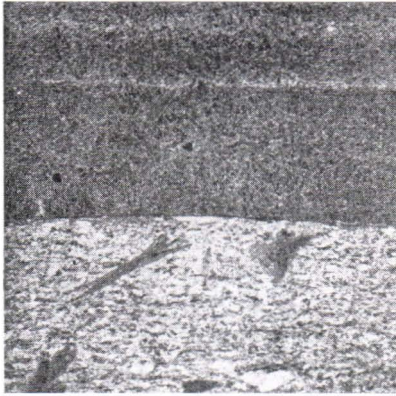


Fig. 2. Stratified hornblende schist with dispersed hornblende crystals. Northeast of Lake Vaavujärvi, Örivesi. Nic. ||. Magn. $14 \times$.

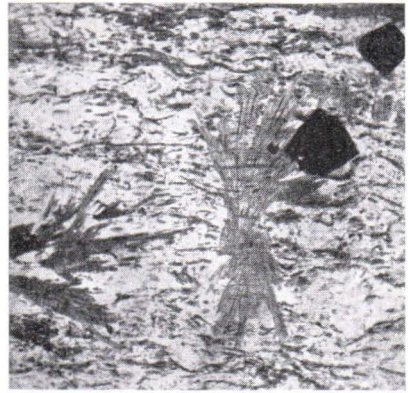


Fig. 3. «Rosettes» of hornblende in hornblende schist. South of Lake Peräjärvi, Teisko. Nic. ||. Magn. $14 \times$.

The hornblende is always more or less unevenly distributed. A considerable part, if not all, of the long-prismatic crystals is interspersed at random or forms «rosettes» and «suns», etc. (Figs. 2 and 3). Fig. 3 shows the presence of some idiomorphic crystals of magnetite. Such a manner of occurrence of the magnetite is rather typical of many of these schists.

The two different layers of the rock presented in Fig. 2 were analyzed chemically (Table 1, Anal. 2a and 2b). In addition, an analysis of a hornblende schist richer in hornblende and also rich in biotite is given (Table 1, Anal. 3). The differences between the analytical results are not very considerable. It was shown earlier (*op. cit.*, p. 31) that the composition of the last-mentioned schist is like that of an intermediate, slightly alkalic (sodic), eruptive rock. The two other analyses, even that of the phyllite-like layer (No. 2b), mean but a slight transition towards the composition of a true sediment, as indicated by the figures for $c + fm$, al , and alk (Niggli, 1923, p. 61). Consequently, the hornblende schists must be regarded as having been originally volcanic ashes not essentially disintegrated by weathering. They are thus rather closely related to the plagioclase porphyrite described above.

COMPOSITION AND PROPERTIES OF THE HORNBLENDES

Hornblende was separated for chemical analysis from the plagioclase porphyrite and from two hornblende schists. In addition, a hornblende analysis is quoted from an earlier paper (*op. cit.*). The results of the analyses are given in Tables 2—5, inclusive, in the order of increasing *mg*. The tables include the atomic proportions calculated according to the principles of Warren (1930b). The degree of oxidation of the iron (*ox*), calculated as the molecular proportion $2\text{Fe}_2\text{O}_3 : (2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$, is given for each mineral. The corresponding rock analyses, if made, are referred to in Tables 2—5. Two of the hornblendes are from rocks of which no analysis was made because of the heterogeneity of the specimens.

The mineral separations were made by Messrs. Esko Heinonen, M. A., Väinö Makkonen, Pentti Similä, and the author by means of a centrifuge. In one instance (Table 2) an isodynamic magnetic separator was also used. The amount of impurities in each fraction was estimated to be less than 3 %. This comparatively high content was caused by minute inclusions mainly of epidote. Yet it does not imply any significant errors in the analyses. A content of 3 % epidote, containing 25 % of the pistacite component (as may be roughly estimated from the interference colours), means an average decrease of about 0.2 % in the SiO_2 content and an increase of 0.3 %—0.4 % in Al_2O_3 , about 0.2 % in Fe_2O_3 , 0.3 %—0.4 % in CaO , and practically no change in H_2O . The effect on the atomic proportions of the metals is 0.02—0.03, 0.06, 0.02, and 0.05—0.06, respectively.

The determination of each oxide was made by the methods commonly used, with the exception of combined water, for which the Penfield method was modified by mixing the powder to be analyzed with the double amount of anhydrous sodium tungstate. The mixture was ignited for at least half an hour. In the analysis in Table 3 an equal quantity of lead peroxide was used as a fluxing material.

The optical properties of the hornblendes are given in Table 6. Most measurements were made on more than one grain, and the results of all different measurements are reported in Table 6. It may be generally expected that a mineral consisting of several isomorphic compounds may vary somewhat in its composition in a given rock. This seems to be the case with the hornblende in Table 6 (No. 4) which was separated from a thin-layered stratified schist. This hornblende floated in the centrifuge tube within a range of specific gravity from 3.223 to 3.311. Yet the mineral proved to be very nearly of the same degree of purity through the whole range. Therefore, no figure for specific gravity is given in Table 4. Its average value comes near the figure 3.223. The hornblende No. 5 was also nonhomogeneous and had small pale or almost colourless spots in the central parts of its crystals. The optical determinations were made on homogeneous

Table 2. Chemical composition of hornblende from the plagioclase porphyrite in Table 1, No. 1. Analyst, A. Juurinen

Constituent	%	Mol. prop.	Atomic prop. (O = 24)	
SiO ₂	42.00	6 993	Si 6.29	} 8.00
TiO ₂	0.48	60	Al 2.24 {1.71	
Al ₂ O ₃	12.72	1 248	Al 2.24 {0.53	} 1.40
Fe ₂ O ₃	7.27	455	Ti 0.05	
FeO	16.02	2 230	Fe ³⁺ 0.82	} 5.06
MnO	0.08	11	Fe ²⁺ 2.01	
MgO	7.34	1 820	Mg 1.64	} 3.66
CaO	10.29	1 835	Mn 0.01	
Na ₂ O	1.13	182	Ca 1.65	} 2.09
K ₂ O	0.59	63	Na 0.33	
P ₂ O ₅	—	—	K 0.11	} 2.40
H ₂ O+	2.40	1 332	OH 2.40	
H ₂ O—	0.00	—	—	
Total	100.32	—		
<i>mg</i> = 0.37			Sp. gr. = 3.25 (pycnometer)	
<i>ox</i> = 0.29				

Table 3. Chemical composition of hornblende from hornblende schist. Northern end of Lake Kutemajärvi, Orivesi (Seitsaari, 1951, p. 32)

Constituent	%	Mol. prop.	Atomic prop. (O = 24)	
SiO ₂	40.12	6 680	Si 5.92	} 8.00
TiO ₂	0.80	100	Al 3.25 {2.08	
Al ₂ O ₃	18.68	1 832	Al 3.25 {1.17	} 1.86
Fe ₂ O ₃	5.43	340	Ti 0.09	
FeO	13.20	1 837	Fe ³⁺ 0.60	} 4.93
MnO	0.29	41	Fe ²⁺ 1.63	
MgO	6.36	1 577	Mg 1.40	} 3.07
CaO	11.10	1 979	Mn 0.04	
Na ₂ O	1.29	208	Ca 1.75	} 2.23
K ₂ O	0.58	62	Na 0.37	
P ₂ O ₅	trace	—	K 0.11	} 2.28
H ₂ O+	2.32	1 287	OH 2.28	
H ₂ O—	0.24	—	—	
Total	100.41	—		
<i>mg</i> = 0.38			Sp. gr. = 3.25 (Clerici solution and Westphal balance)	
<i>ox</i> = 0.27				

blue-green grains only. The refringence of the colourless spots was lower and their birefringence distinctly higher than the corresponding properties of the hornblende; this fact might indicate that the spots, perhaps, were cummingtonite. The optical sign of the small spots with diffuse boundaries could not be determined. They are not very numerous, and the analysis (Table 5) does not indicate any cummingtonite content at all, because the content of CaO is higher than it is in any other analysis. The analyses in Tables 4 and 5, however, do not exactly represent a definite member of the hornblende series.

Table 4. Chemical composition of hornblende from the stratified hornblende schist in Table 1, Nos. 2a and 2b. Analyst, E. Heinonen

Constituent	%	Mol. prop.	Atomic prop. (O = 24)	
SiO ₂	44.00	7 326	Si	6.48
TiO ₂	0.62	78	Al	1.93
Al ₂ O ₃	11.10	1 089	Ti	0.07
Fe ₂ O ₃	5.33	334	Fe ³⁺	0.59
FeO	12.70	1 768	Fe ²⁺	1.56
MnO	0.42	59	Mg	2.28
MgO	10.40	2 579	Mn	0.05
CaO	12.20	2 175	Ca	1.92
Na ₂ O	1.22	197	Na	0.35
K ₂ O	0.53	56	K	0.10
P ₂ O ₅	—	—	OH	2.14
H ₂ O+	2.18	1 210		
H ₂ O-	—	—		
Total	100.70	—		

mg = 0.51
ox = 0.27

Table 5. Chemical composition of hornblende from hornblende schist. North-west of Lake Pappilanselkä, Orivesi. Analyst, A. Juurinen

Constituent	%	Mol. prop.	Atomic prop. (O = 24)	
SiO ₂	45.28	7 539	Si	6.58
TiO ₂	0.46	58	Al	1.58
Al ₂ O ₃	9.20	902	Ti	0.05
Fe ₂ O ₃	5.85	366	Fe ³⁺	0.64
FeO	9.65	1 343	Fe ²⁺	1.17
MnO	0.24	34	Mg	2.80
MgO	12.93	3 207	Mn	0.03
CaO	12.82	2 286	Ca	1.99
Na ₂ O	0.64	103	Na	0.18
K ₂ O	0.42	45	K	0.08
P ₂ O ₅	—	—	OH	2.60
H ₂ O+	2.68	1 487		
H ₂ O-	0.00	—		
Total	100.17	—		

mg = 0.60
ox = 0.35
 Sp. gr. = 3.19 (pycnometer)

It is well known that the refringence of the isomorphous mixtures with a variable Fe/Mg ratio is higher the richer they are in iron. According to Foslie (1945, p. 79) and Sundius (1946, pp. 24—26), the refraction also increases with increasing amount of Al replacing Si. Marchet (1925, p. 507), Billings (1928, p. 295), Du Rietz (1938, p. 67), and Gavelin (1939, pp. 38—40), among others, noted that the axial angle $2V_a$ of the hornblende decreases with increasing iron content. Moreover, Sundius (1946, pp. 28—29) showed that the effect of variation in the Fe/Mg ratio on the axial

Table 6. Optical properties of the hornblendes (Column numbers 2—5 refer to analyses in Tables 2—5, inclusive)

	2	3	4	5
γ'	1.693	1.685	1.677	1.675
a'	1.679	1.664	1.657	1.659
$2V_a$	50° 50° — 51°	66° — 67°	54° ± 4° 55° ± 3° 58° 58° ± 2° 72°	68° 68° 70°
$\gamma \wedge c$	16° 17.5°	18°	16° 17° — 18° 20° 24°	18° 19° ± 1°
Pleochroism:				
γ blue-green — distinctly bluish green				
β grass green				
a light greenish yellow				
The colour is rather dark, except in No. 5 which is somewhat lighter.				

The refractive indices were determined by the ordinary immersion method, $2V_a$ and $\gamma \wedge c$ on the U-stage.

angle is more evident in those hornblendes in which Si is partly replaced by Al (in the «common hornblende», that is) than it is in the tremolite-actinolite series. It appears from Winchell's (1945, p. 41; 1951, p. 434) diagram that the range of variation of the axial angle is widest in the members containing Na_2O , and that the extinction angle $\gamma \wedge c$ increases with increasing MgO and Na_2O content, especially when the Al_2O_3 content is high.

In the hornblendes discussed in this paper the amount of Al replacing Si and the Na_2O content are fairly constant. Thus the optical properties of these hornblendes may be readily compared. The refractive index γ decreases from No. 2 to No. 5, and at the same time $2V_a$ increases, although not regularly. The hornblende richest in iron (No. 2) has the smallest extinction angle. The angle $2V_a$ and the index γ are distinctly lower than would be expected from Winchell's diagram. The actual values agree much better with those of the most Al-rich sodian members of Winchell, while the present hornblendes are fairly low in Na_2O . There probably are additional factors affecting the optical properties of hornblende, such as the degree of oxidation of iron, which does not necessarily depend on the Fe/Mg ratio, and the variable H_2O content.

Warren (1930b) wrote the following general hornblende formula that corresponds to the structure discovered by X-ray investigation and is in agreement with the chemical analyses:



Mn may be linked to two different groups of cations, on the basis of its ionic radius. The deficit in positive valence caused by the replacement of Si by Al in the tremolite structure (Warren, 1930a) may be partly compensated by alkalis that enter the vacant positions in the lattice. The remainder of the deficit is compensated by the substitution of Al, Fe^{3+} , and Ti for Mg and Fe^{2+} . If there are abundant trivalent ions or Ti in this group (as is the case in basaltic or oxyhornblendes), the group (OH, F) may be partly replaced by oxygen. Winchell (1931) pointed out that the replacement of Si by NaAl in the hornblende is surprisingly common, and according to Hallimond (1943) there would exist a continuous variation from tremolite to $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (Na_2Al_2 replaces Si_2), and to $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (Al_4 replaces Mg_2Si_2). The variation from Mg to Fe is here omitted. But, as Winchell (1945) shows, the substitution of Na_2Al_2 for Si_2 extends only half as far as indicated, obviously because of lack of additional vacant spaces. The substitution of Al_4 for Mg_2Si_2 is indeed realized, but remarkable enough, hornblendes with the formula $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ seem to be rather uncommon. Nowadays, the following chief members are distinguished in the hornblende group, excluding the alkali hornblendes (Sundius, 1946; see Winchell, 1945):

Tremolite, actinolite	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Edenite, ferroedenite	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Pargasite, hastingsite	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Tschermakite, ferrotschermakite	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

The formulas given by Winchell (1945) are essentially the same, but Sundius' more generalized formulas may better agree with the fact that the Fe_2O_3 content is largely independent of the Fe/Mg ratio. On the other hand, Winchell's terminology may be more logical (ferrotremolite for actinolite; hastingsite for pargasite, and ferrohastingsite for hastingsite). Sundius (1946, p. 33) was not positive that there really is a continuous variation from tremolite to members rich in sesquioxides. According to Winchell, however, all the members mentioned above belong to one continuous system, called the »common hornblende».

The hornblendes investigated may be designated as follows:

Hornblende 2 is intermediate between ferrotschermakite and tschermakite. The total $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} = 3.11$ is too low, however.

Hornblende 3 is intermediate between ferrotschermakite and tschermakite.

Hornblende 4 is intermediate between pargasite and hastingsite according to Sundius (1946); or is »femag-hastingsite» according to Billings (1928). The amount of Al replacing Si and the alkali content are too low.

Hornblende 5 comes not very far from pargasite (Sundius, 1946), but the alkali content is distinctly too low, and a deficiency also appears in the sum $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} = 2.27$.

Hornblende 5, in particular, has an OH content that is higher than it should be according to the general formula. Hornblende analyses showing excessive water are rather common in literature. Even though the determination of $H_2O +$ may have often been incorrect, figures for the H_2O content that are considerably higher than those usually found should not be totally omitted. Neither Warren nor any other investigator of the amphiboles, indeed, considers the possibility that there actually exists an excess of combined water. It seems to the author that hydroxyl groups may to some degree substitute for oxygen in the silicon-oxygen chains, and that the balance would be re-established by removal of a corresponding amount of Si (4H for 1Si), as is the case in the so-called garnetoids. It is certainly very difficult to decide whether there is a deficiency in any ion in the hornblende structure where so many substitutions are possible. By means of differential thermal analysis it may, perhaps, be possible to find whether there are hydroxyl groups in different positions in the structure. On the above assumption, cleavage or parting on 001 might be expected in certain hornblendes and is actually given by Winchell (1951).

COLOUR OF THE HORNBLENDES

Partial analyses of some hornblendes given in literature are presented in Table 7. Eighteen analyses of blue-green and eleven of green hornblende were consulted, and those of the blue-green hornblendes presented in this paper are included. The colours »blue-green» and »green» are those of γ . The figures for mg and ox are included.

Some of the older analyses may not be quite reliable, and this is especially true with reference to the constituents FeO and H_2O . For example, the complete absence of combined water in a green hornblende (see Table 7) may be the result of an incorrect determination, because water is considered to be absent in the brown oxyhornblendes only. Furthermore, Kunitz (1930, p. 206) suggested that the Na_2O content in the older analyses may have been exaggerated. Because only a few old analyses were consulted, the errors are unlikely to affect the average figures. Six analyses of blue-green and two of green hornblende were calculated by Foslie (1945, pp. 74, 83) from rock analyses. One of the blue-green hornblendes of which calculated analyses were presented was also analyzed chemically (Foslie, 1945, p. 85), and the difference between the results was observed mainly in the degree of oxidation of iron. The chemical analysis gave a higher value than was calculated.

The analyses are of normal calcian hornblendes. The minimum CaO content was 9.64 %, corresponding to approximately 1.6 Ca in the formula. The TiO_2 content was less than 1.5 %, the MnO content less than 0.5 %, and the K_2O content less than 1.5 %, with the following exceptions:

The blue-green hornblendes

One with 1.52 % MnO;
 three with 0.5 %—0.8 % MnO.
 Two with 1.5 %—2.0 % K₂O.

The green hornblendes

Three with 1.5 %—3.2 % TiO₂.
 One with 1.24 % MnO.
 One with 1.95 % K₂O.

The fluorine content was determined in some instances. With the exception of one blue-green hornblende (pargasite with 1.82 % F₂), its content was low.

Table 7. Average content of some oxides in blue-green and green hornblendes

Constituent	Blue-green hornblendes				Green hornblendes	
	Max. % Min.	Mean	Mean of the hornblendes, this paper	Mean of all hornblendes	Max. % Min.	Mean
Al ₂ O ₃	22.73 7.34	13.05	12.93	13.02	16.26 7.16	12.14
Fe ₂ O ₃	9.54 0.76	5.04	5.97	5.21	9.23 0.92	3.52
FeO	27.28 1.56	12.67	12.89	12.71	25.84 7.48	13.85
MgO	20.78 1.40	9.00	9.26	9.05	14.59 2.20	9.60
Na ₂ O	3.75 0.63	1.90	1.07	1.75	2.81 0.76	1.64
H ₂ O+	5.35 0.54	1.77	2.40	1.88	3.47 0.00	1.35
<i>mg</i>	0.94 0.07	0.48	0.465	0.48	0.73 0.12	0.50
<i>ox</i>	0.39 0.15	0.27	0.295	0.27	0.36 0.08	0.18

Analyses of blue-green hornblendes from Beskow, 1929, pp. 97 and 158; Billings, 1928, p. 288 (2); Daly, 1899, p. 433; Foslíe, 1945, pp. 83 (6) and 85; Heritsch, 1933, p. 254; Hezner, 1903, p. 560; Kreutz, 1908, p. 932; Rosenbusch, 1923, p. 698 (notes on p. 693); Vendl, 1932, p. 230; Winchell, 1945, p. 44 (notes in Barnes, 1930, p. 410). Total 18 analyses.

Analyses of green hornblendes from Barnes, 1930, p. 414 (2); Beskow, 1929, pp. 64 and 73; Billings, 1928, p. 288; Foslíe, 1945, p. 83 (2); Marchet, 1925, p. 500 (2); Seitsaari, 1951, p. 52 (notes on p. 49); Seitsaari, 1952, p. 8. Total 11 analyses.

The figures for *mg* in Table 7 show that both bluish and green hornblende can exist within a very wide range of the Fe/Mg ratio, although most magnesian members were not included in the group of the green hornblendes. An essential difference exists between the figures for *ox*, and between the Fe₂O₃ content. The degree of oxidation of iron is remarkably higher in the blue-green hornblendes. Because Fe³⁺ and Al often accompany each other in hornblende, also the Al₂O₃ content is somewhat higher in

these hornblendes than it is in the green hornblendes, but the relative difference is much smaller than that between the figures for the Fe_2O_3 content. The blue-green hornblendes contain a little more Na_2O than do the green hornblendes. This is obviously caused by a greater amount of Si being replaced by NaAl. The average Na_2O content of the blue-green hornblendes discussed in this paper, however, is as low as 1.07 %. The H_2O content in the blue-green hornblendes is higher than in the green hornblendes. It appears that a correct figure for the H_2O content is very difficult to compute, but even great errors in Foslie's (1945) calculated analyses (six of twenty-two among the blue-green hornblendes) cannot wholly eliminate the excess of H_2O in this group of analyses. Moreover, the difference in the H_2O content is very remarkable when the author's analyses are considered.

Consequently, one may agree with Kunitz (1930, p. 201) in that the bluish colour of hornblende is mainly indicative of the degree of oxidation of iron. Du Rietz (1930, p. 70) seems to be of the same opinion, and reference may also be made to a series of hornblendes tabulated by Kulling (1933, pp. 341—43). The Fe/Mg ratio is obviously responsible for the intensity of colour, but does not affect the variation in the hue.

The water content, however, must also be significant. A case in point consists of two hornblendes (Marchet, 1925, p. 500; Heritsch, 1933, p. 254). The former contains 4.10 % Fe_2O_3 , 14.56 % FeO, and 0.51 % H_2O , and is green without any shade of blue. The latter contains 4.09 % Fe_2O_3 , 14.54 % FeO, and 3.44 % H_2O , and is distinctly bluish. The basaltic hornblendes, in which the degree of oxidation of iron is high and the water content very low, are brown. The hornblendes of lamprophyres, with 7.12 % Fe_2O_3 , 8.98 % FeO, and 0.67 % H_2O , on an average, according to Tschirwinsky (1928), usually vary from brown to green in colour (Rosenbusch, 1923, p. 320 *et seqq.*). It is apparently very common that a high degree of oxidation of iron is accompanied by a rather low H_2O content, *i. e.*, a part of the hydroxyl has been replaced by oxygen (see Warren, 1930b, p. 516). The laboratory studies by Barnes (1930) showed that ordinary hornblende changes to oxyhornblende by heating at about 800° C and that the chemical change consists of loss of hydrogen, not water, and of simultaneous oxidation of iron. The oxidation is thus an endogenic process in the crystal and may happen in a similar manner in the natural oxyhornblendes (see Winchell, 1945, pp. 47—50), which are not necessarily basaltic. Because the blue-green hornblendes are more hydrous and richer in Fe_2O_3 than the green hornblendes, most of their ferric iron, however, may be primary. If a secondary oxidation according to the above explanation is accepted, a remarkably high primary excess of water must have been often present (see p. 92).

MacCarthy (1926) suggested that the blue colour in iron silicates is

caused by the presence of a blue hydrous ferrous-ferric compound, whereas the green colour is caused by mixtures of this blue compound and a yellow ferric compound. If all iron is in the ferric state, no blue or green colour could exist but only yellow, or brown, colour, independently of the water content. This suggestion may be actually confirmed by an analysis, old as it is, of a brown hornblende (Weinschenk, 1897, p. 160) showing 0.00 % FeO, 4.74 % Fe₂O₃, and 5.00 % H₂O. But while a certain minimum content of water is thus required, one wonders whether a H₂O-rich iron mineral could be green, because a ferric compound may not necessarily be anhydrous.

To summarize, the blue-green hornblendes, on an average, may have a comparatively high Fe₂O₃/FeO ratio and contain more water than the hornblendes in general.

METAMORPHIC FACIES OF THE HORNBLLENDE-BEARING ROCKS

In the metamorphic rocks of the Tampere schist belt, the association epidote-oligoclase, or even epidote-andesine, is fairly common (Seitsaari, 1951, pp. 44—45). The association epidote-oligoclase is always present also in the hornblende schists described in this paper (p. 86). The mineral assemblage of these rocks corresponds to the staurolite-kyanite subfacies of the amphibolite facies according to Turner (1948, p. 84; epidote-plagioclase amphibolite facies, *i. e.*, the upper part of the epidote amphibolite facies in Vogt's classification, 1927). The plagioclase in the plagioclase porphyrite is an albite (An_{5.6}), and the assemblage is, consequently, typical of the albite-epidote amphibolite facies (Turner, 1948; epidote amphibolite facies of Eskola, 1939).

The metamorphic Caledonian intrusive rocks and sediments described by Foslie (1945, p. 80) apparently belong to the same subfacies as do the present hornblende schists. These hornblendes (Foslie, 1945, p. 83) are not quite similar, however. A part of them is not blue-green; the average figure for α_x is not as high as in the present hornblendes; and the amount of Al replacing Si is rather small, whereas that replacing Mg and Fe²⁺ is relatively great (Foslie, 1945, p. 92).

The hornblendes in the Tampere schists have a long-prismatic habit and often well-developed crystal faces. It is a particularly characteristic feature of the crystals that they are interspersed at random or form »rosettes» across the foliation (Figs. 1—3). Thus the hornblende may have crystallized during such a late stage of metamorphism that the movements were considerably weakened or, perhaps, terminated altogether.

In his description of silicified schists, the author stated (Seitsaari, 1951, p. 101) that idiomorphic prisms of recrystallized hornblende are found in them when very basic portions of the primary rock are present. This

hornblende is faintly bluish. The plagioclase in these schists is usually oligoclase (An_{20-30}), but afterwards the author found even labradorite (about An_{60}) in the hornblende-bearing parts. The labradorite is fresh, but strongly epidotized and much more sodic plagioclase and chlorite are present in the same hand specimen. It is apparent that no equilibrium in the mineral facies has been attained. The recrystallized, idiomorphic hornblende and fresh labradorite seem to indicate an increasing temperature probably connected with the silicification. This is somewhat surprising, because silicification and associated sulphide mineralization are generally considered to come after regional metamorphism. Phenomena like this are not unknown, however. For instance, in the Malånäs district in Sweden (Gavelin, 1939), plagioclase was enriched in anorthite, and hornblende crystallized in connection with a similar mineralization process. But an increasing degree of metamorphism is also observable elsewhere in the Malånäs area and has resulted in the formation of needles of blue-green hornblende, often arranged in »rosettes» (as in the Tampere area), at the expense of low-grade minerals such as calcite, epidote, and chlorite (Gavelin, 1939, p. 38). A sequence of crystallization chlorite \rightarrow biotite \rightarrow hornblende is frequently found.

The writer suggests that the crystallization of the blue-green hornblende in the Tampere schists is generally related to a late increase of temperature, and that the penetrative movements have been weak, if not terminated, during its formation. It is rather probable that this event is contemporaneous with the invasion of silica in certain parts of the area. Some disequilibrium in mineral assemblages would not appear unexpected. Such may actually be the case in the plagioclase porphyrite (p. 84) in which the mineral association is rather typical of the albite-epidote amphibolite facies, but the hornblende (Table 2) is so Al-rich that it can hardly be referred to this facies (Turner, 1948, p. 90). In the Caledonian chain in northern Sweden where the metamorphism has been variable in degree and character, recrystallized hornblende occurs that is similar in composition, appearance, and manner of occurrence to the hornblendes from the Tampere area. The associated minerals are chlorite, sericite and muscovite, and albite, *i. e.*, minerals characteristic of the greenschist facies (Beskow, 1929, pp. 158, 216). There are other rocks in the same region, in which the degree of metamorphism has varied but slightly, and the mineral assemblage is precisely like that of the hornblende schists in the Tampere area. Again the same hornblende type with the same manner of occurrence is encountered (Beskow, 1929, p. 96). As in the Tampere area, the hornblende is apparently later in origin than the other constituents are, but all the minerals may well be in equilibrium with one another, because the conditions are those of the amphibolite facies. Hornblende, however, may be more sensitive to variation in the physical conditions than any other mineral, and it is thus

probable that each subfacies of the amphibolite facies creates a definite variety of hornblende and that a slight disequilibrium will be common. In the Tampere area the recrystallized blue-green hornblende occurs mainly in the most fine-grained mafic schists. No late recrystallization of hornblende has occurred in another milieu, and the other materials could not follow at all. Consequently, one may suppose that this stage of metamorphism has been rather short.

Acknowledgments — The author wishes to express his indebtedness to Messrs. Aarno Juurinen, M. A., and Esko Heinonen, M. A., for the chemical analyses; to Messrs. Väinö Makkonen and Pentti Similä for the great help in the separation of the hornblendes; to Mrs. Toini Mikkola, M. A., who has checked some of the optical determinations; and to Mr. Erkki Viluksela, M. A., for photographing the thin sections.

REFERENCES

- BARNES, VIRGIL E. (1930) Changes in hornblende at about 800°C. *Am. Mineral.* 15, p. 393.
- BERMAN, HARRY (1937) Constitution and classification of the natural silicates. *Am. Mineral.* 22, p. 342.
- BESKOW, GUNNAR (1929) Södra Storfjället. *Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 350.*
- BILLINGS, M. P. (1928) The chemistry, optics and genesis of the hastingsite group of amphiboles. *Am. Mineral.* 13, p. 287.
- DALY, R. A. (1899) On a new variety of hornblende. *Proc. Am. Acad. Arts and Sci.* 34, p. 433. Abstracted in *Z. Krist.* 34, p. 208. 1901.
- DU RIETZ, TORSTEN (1938) The injection metamorphism of the Muruhatten region. *Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 416.*
- ESKOLA, PENTTI (1939) Die metamorphen Gesteine. In BARTH—CORRENS—ESKOLA: *Die Entstehung der Gesteine*, p. 263. Berlin.
- FOSLIE, STEINAR (1945) Hastingsites, and amphiboles from the epidote-amphibolite facies. *Norsk Geol. Tids.* 25, p. 74.
- GAVELIN, SVEN (1939) Geology and ores of the Malånäs District. *Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 424.*
- HALLIMOND, A. F. (1943) On the graphical representation of the calciferous amphiboles. *Am. Mineral.* 28, p. 65.
- HERITSCH, H. (1933) Mineralien aus der Lieserschlucht bei Spittal a. d. Drau. *Z. Krist.* 86, p. 253.
- HEZNER, L. (1903) Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite. *Mineralog. u. petrog. Mitt.* 22, p. 505.
- KREUTZ, STEPHAN (1908) Untersuchung der optischen Eigenschaften von Mineralien der Amphibolgruppe und ihrer Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung. *Sitz.ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Klasse 117, Abt. I*, p. 875.
- KULLING, OSKAR (1933) Bergbyggnaden inom Björkvattnet — Viriten-området i Västerbottensfjällens centrala del. Mit einer Zusammenfassung in deutscher Sprache. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 55, p. 167.

- KUNITZ, W. (1930) Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. Neues Jahrb. Mineral. Geol., Beilage-Bd. 60, p. 171.
- MACCARTHY, GERALD R. (1926) The green color of certain ferrous minerals. Am. Mineral. 11, p. 321.
- MARCHET, ARTHUR (1925) Über Hornblenden aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Mineralog. u. petrog. Mitt. 38, p. 494.
- NIGGLI, P. (1923) Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin.
- ROSENBUSCH, H. (1923) Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart.
- SEITSAARI, JUHANI (1951) The schist belt northeast of Tampere in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 153.
- (1952) On association of cummingtonite and hornblende. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III, 30.
- SUNDIUS, N. (1933) Über die Mischungslücken zwischen Anthophyllit-Gedrit, Cummingtonit-Grünerit und Tremolit-Aktinolith. Mineralog. u. petrog. Mitt. 43, p. 422.
- (1946) The classification of the hornblendes and the solid solution relations in the amphibole group. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 480.
- TSCHIRWINSKY, PETER (1928) Durchschnittliche chemische Zusammensetzung der wichtigen Mineralien der Eruptivgesteine und der Meteorite. Mem. Inst. Polytechn. Don 11, p. 141. Abstracted in Neues Jahrb. Mineral., Geol., 1931, II, p. 160.
- TURNER, FRANCIS J. (1948) Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Mem. 30.
- VENDL, ALADÁR (1932) Das Kristallin des Sebeser- und Zibins-Gebirges. Geol. Hungarica, Ser. geol., IV.
- VOGT, TH. (1927) Sulitelmafeltets geologi og petrografi. With an English summary. Norges Geol. Undersökelse, No. 121.
- WARREN, B. E. (1930a) The structure of tremolite $H_2Ca_2Mg_5(SiO_3)_8$. Z. Krist. 72, p. 42.
- (1930b) The crystal structure and chemical composition of the monoclinic amphiboles. Z. Krist. 72, p. 493.
- and MODELL, D. I. (1930) The structure of anthophyllite $H_2Mg_7(SiO_3)_8$. Z. Krist. 75, p. 161.
- WEINSCHENK, E. (1897) Beiträge zur Mineralogie Bayerns. Z. Krist. 28, p. 135.
- WINCHELL, A. N. (1931) Further studies in the amphibole group. Am. Mineral. 16, p. 250.
- (1938) The anthophyllite and cummingtonite-grunerite series. Am. Mineral. 23, p. 329.
- (1945) Variations in composition and properties of the calciferous amphiboles. Am. Mineral. 30, p. 27.
- (1951) Elements of optical mineralogy. 4th Ed. with collaboration of Horace Winchell. Part II. Description of minerals. New York.

GEOLOGY OF THE HIIROLA DISTRICT, NORTH OF MIKKELI,
SOUTHEASTERN FINLAND

BY

VLADI MARMO

Geological Survey of Finland, Helsinki

AND

ADOLF A. TH. METZGER

Institute of Geology, Åbo Akademi, Turku

ABSTRACT

The Hiirola area, which is characterized by the occurrence of limestone embedded in mica gneiss, is described geologically, and the primary supracrustal materials of the mica gneiss are interpreted.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	100
GEOLOGY OF THE HIIROLA DISTRICT	100
REMARKS ABOUT MINERALS IN HIIROLA ROCKS	104
SULPHIDES OF THE HIIROLA DISTRICT	106
CONCLUSIONS	107
REFERENCES	108

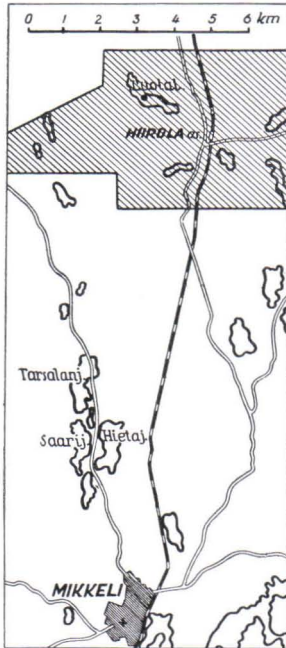


Fig. 1. Location of the Hiirola district.

INTRODUCTION

The Hiirola area lies about 15 km north of the town of Mikkeli (Fig. 1) and centers around the railway station of Hiirola. Southeast of the station there is an old limestone quarry, where the limestone is embedded in mica gneiss and occurs together with skarn. This limestone deposit was known a century ago and was described by Frosterus (1902) and Laitakari (1919).

GEOLOGY OF THE HIIROLA DISTRICT

Mica gneiss. The main rock of the area (Fig. 2) is a mica gneiss, which, according to Frosterus, is rather nonhomogeneous (1902, p. 12).

The term »mica gneiss» covers various supracrustal rocks intercalated with granitic matter. There occur all intermediate stages between pure mica schists on the one hand and gneisses and granite gneisses on the other, often closely related to one another.

In the primary material of the mica gneiss, zones rich in biotite often alternate with zones in which quartz predominates. Hornblende is also present; but it varies greatly in amount, depending on differences in the primary (supracrustal) material of the rock.

Garnet-bearing gneiss occurs at the southeastern corner of Lake Luolampampi. It contains a little cordierite.

Mica gneiss has been formed, it has been supposed, by the action of granitic magma intruding into primary supracrustal rocks. The mica schist seems to be the predominant supracrustal component of the mica gneiss at Hiirola. Often a basis of phyllite has also been met with, especially along the sulphide-bearing strip Latvalampi—Luolampampi—Laajalampi. Very pure phyllite or mica schist, however, is not common within the area represented on the map (Fig. 2).

In some cases the phyllite and mica-schist contain graphite, as, e. g., in some thin beds among sulphide-bearing schists near Lake Luolampampi, and within the schists in contact with the limestone south of Lake Taatiaislampi. In the graphite-bearing mica schist the biotite and graphite are closely intergrown, even preserving a parallel arrangement of the flakes (Fig. 3). That this graphite is of sedimentogenic origin seems obvious; and, considering that in such rocks pyrrhotite is often present in abundance, with the schist grading over into sulphide schist, these parts of the supracrustal beds are probably of sapropelic origin.

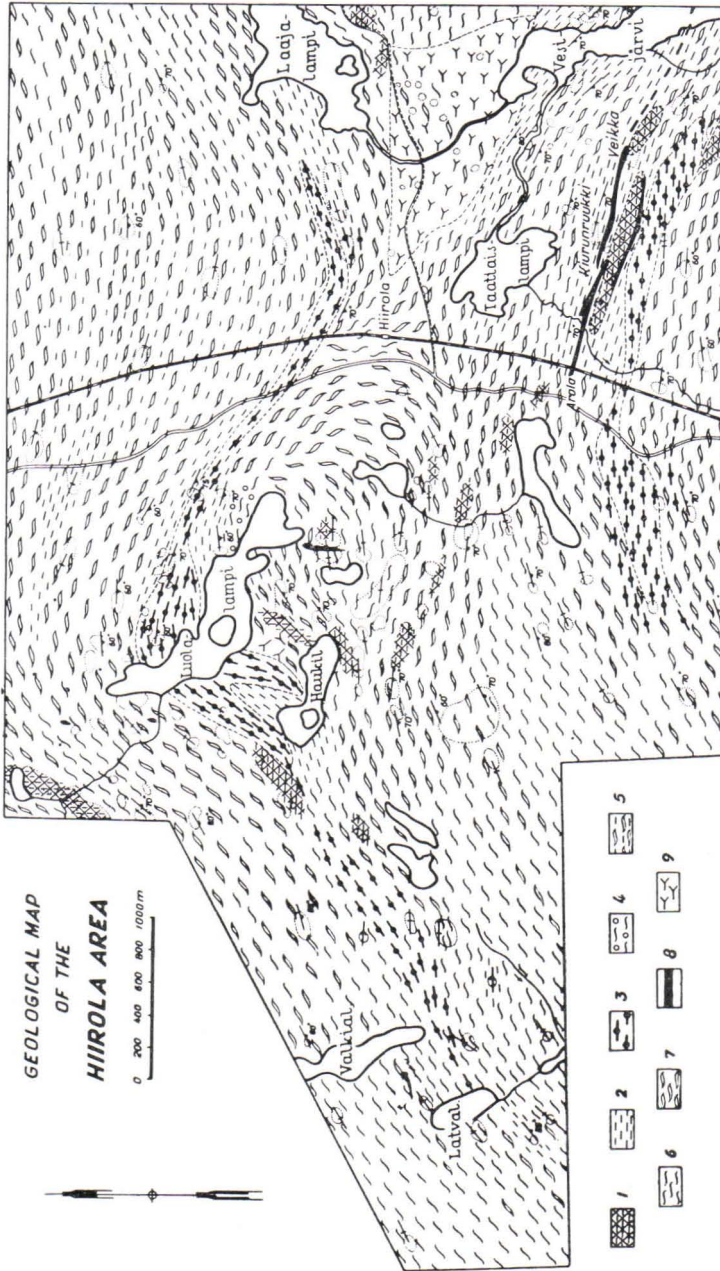


Fig. 2. Geological map of the Hirola district. 1, amphibolite; 2, mica schist; 3, sulphide schist; 4, garnet-mica gneiss; 5, mica schist containing abundant granitic matter; 6, mica gneiss; 7, gneiss; 8, limestone; 9, granite.

Hornblende gneiss and amphibolite. East of the eastern corner of Lake Luolalampi the granite gneiss is hornblende-bearing, and it often contains well-preserved constituents of mica-hornblende schist, as well as an abundance of pyrrhotite. The grains of the individual minerals

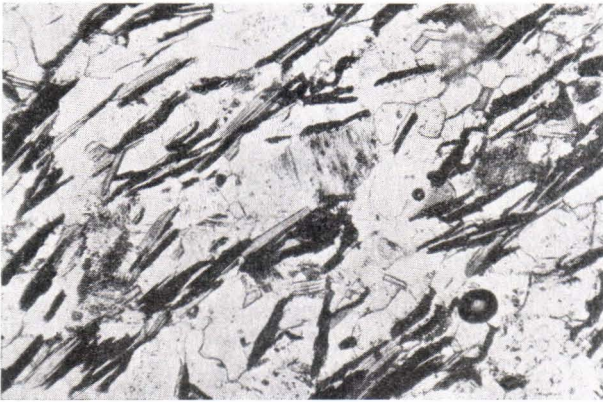


Fig. 3. Graphite (black) and biotite closely intergrown and preserving a parallel arrangement of the flakes. Hiirola Nic.//. Mag. 40 \times . Photo V. Marmo.

are usually rounded, and the structure of the rock resembles a clastic sediment. This kind of rock often grades into amphibolite. Just as in the case of the amphibolite at Montola described by Metzger (1936), here also this kind of rock presumably has been derived from tuffic material.

In the upper left-hand corner of the mapped area there occurs amphibolite consisting of

hornblende and plagioclase as the main minerals and minor amounts of biotite, secondary chlorite, and quartz. Apatite and sphene are present as accessory constituents.

Diopside-bearing gneiss. In the surroundings of Lake Luolalampi sulphide-bearing gneiss and schist predominate. There are, however, also strips of a kind of gneiss containing an abundance of diopside and graphite. Such rock includes porphyroblasts of resorbed albite, which is often intergrown with quartz. The »ground mass» is fine-grained and contains albite, diopside, biotite, quartz, hornblende, sphene, epidote, graphite, and sulphides of iron. The graphite often forms large clusters.

Limestone. The crystalline limestone is exposed in two different deposits. Near the railway the westernmost part of the principal deposit is found at Arola quarry, while the largest pit is at Kiurunruukki, 350 m E. of Arola, belonging to the same horizon. East of Kiurunruukki the deposit splits up into several parallels, the northernmost of which extends farthest to the east. This part has been worked in the quarry at Veikka. From there the limestone continues farther east, as can be deduced from the occurrence of impure limestone boulders east of Lake Vesijärvi. No limestone outcrops could be detected here.

The second horizon of limestone strikes parallel to the one described, about 100 m to the south. This horizon has not been worked.

Both horizons have a steep S.S.W. dip, and the thickness of the limestone beds varies between 2 m and 24 m. In general the thickness is insufficient for commercial exploitation.

✦ The limestone is partly calcitic, partly dolomitic limestone. The quarries at Arola are dolomitic, while those at Kiurunruukki are calcitic. At Veikka both calcitic and dolomitic limestone occurs. The southern horizon is

totally dolomitic. The chemical composition of the limestone is given in Table 1.

Table 1. Chemical composition of limestone from Hiirola

Constituent	1 %	2 %	2 %	3 %	3 %	4 %
MgCO ₃	21.1	0.8	3.1	1.2	14.9	25.9
CaCO ₃	53.9	97.5	85.7	88.2	50.6	64.8
Silicates	25.0	1.7	11.2	10.6	34.5	9.3
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

1. Arola Quarry
2. Kiurunruukki Quarry
3. Veikka Quarry
4. Southern Bed, Hiirola

The limestone usually contains silicate minerals and graphite, the latter mineral occurring also in the purest qualities of limestone. The graphite content has greatly interfered with the use of this limestone in the manufacture of chemical pulp. The main silicates met at Hiirola, apart from quartz, which often occurs as large clusters in the limestone, are as follows: chondrodite, phlogopite, diopside, tremolite, and wollastonite. The last three are in contact with skarn, while chondrodite occurs scattered through most of the calcitic limestone.

From a technical point of view the deposit is only of small importance. The pure lenses have a low tonnage. The quarries at Arola and Veikka are richer in silicates than the pit at Kiurunruukki.

Skarn. Both diopside and diopside-tremolite skarn occur in contact with the limestone. Graphite is common in both and occurs in clusters. The magnetic anomalies met in connection with this limestone-bearing zone (Fig. 4) make it obvious that the skarn rock, which is always sulphide-bearing, extends along the south side of the northern strip of the limestone. The skarn is usually mixed with beds of mica schist, and penetrated and intercalated by granitic materials to such a degree that a gneiss results.

The diopside gneiss mentioned on p. 102 has been supposed to have been primarily skarn. Limestone has not been found at Lake Luolalampi, but perhaps it has reacted completely with the silicates, forming skarn and later turning into gneissose rock.

Pegmatites and aplites. These rocks are represented in the Hiirola district by numerous veins penetrating other rocks. They are derived from granitic material, similar to that now forming gneisses together with supracrustal rocks.



Fig. 4. Magnetic anomalies in the strip containing limestone.

REMARKS ABOUT MINERALS IN HIIROLA ROCKS

Graphite occurs, as mentioned above, chiefly in skarn and in calcite, and in some cases in phyllite, mica schist and related gneiss. In the skarn it occurs as large clusters, indicating that some kind of »concentration» must have taken place. When it occurs in calcite, the graphite is scattered throughout the rock, an occurrence well known also among other limestones of Finland. Its origin by reduction of carbon dioxide may be assumed. This manner of origin for graphite (and shungite) was postulated by Laitakari (1925) in his paper on the graphite of Finland; in the present case, however, its origin also from hydrocarbons should not be overlooked.

As for graphite occurring in mica schist and in phyllite (p. 100), where it occurs concordant to the bedding planes and in conjunction with biotite (Fig. 3), a sedimentary origin is more plausible.

Sphene is a common accessory constituent in the rocks of Hiirola, being usually pale and pleochroic. Also the diopside and amphibole of the rocks rich in sphene are conspicuously pale. In the diopside gneiss southwest from Lake Luolalampi there are two kinds of hornblende: pale and

dark green; and immediately in contact with the pale variety, sphene is present. There are further instances where the sphene occurs in cracks of pale diopside or amphibole, or also in combination with biotite surrounding the pyroxene as a rim. In the present instances, the derivation of sphene, in addition to biotite, from the decomposition of titaniferous pyroxene is evident. Dos Santos Pereira (1943) has described several instances among the basic rocks of Portuguese Guinea, where the sphene occurs along with the hornblende crystals, or was derived from them in the way described. There, too, origin of the sphene by alteration of a titaniferous hornblende is considered plausible.

Quartz often occurs intergrown with other minerals. Usually it forms vermicules in plagioclase or in microcline, but the calcite of the quartzose clusters in the limestone, mentioned on p. 103, is also often intergrown with vermicular quartz; and this condition is true of the resorbed diopside occurring in the same clusters as well. Here the »quartz veinlets» are usually irregular, often droplike (Fig. 5), but there seems to be a tendency to follow the crystallographic planes of the diopside crystal. This means that the quartz has occupied the natural cracks and fissures of the parent crystal. The vermicules of quartz in the diopside (and in the calcite) are consequently products of precipitation from the quartz-bearing solutions that circulated in cracks and fissures in other minerals.

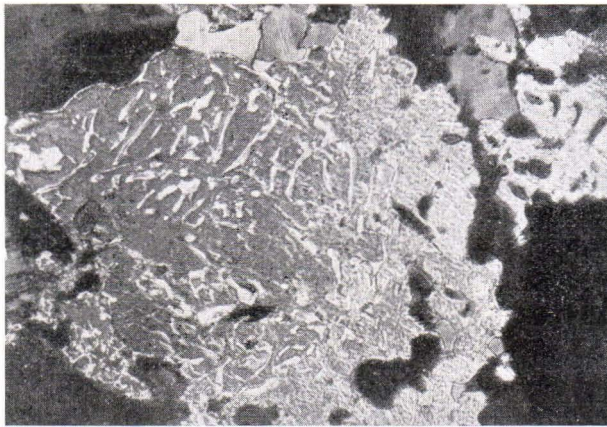


Fig. 5. Vermicules of quartz in a crystal of diopside. Hiirola, Kiurunruukki. Nic. +. Mag. 60 \times . Photo V. Marmo.

The size of the quartzose clusters embedded in the limestone (see p. 103) varies usually from a few millimeters to a decimeter in diameter. They usually consist of pure quartz, but often also contain, as mentioned, inclusions of strongly bent lamellae of calcite, corroded grains of diopside, some chondrodite, clinoenstatite, sphene, apatite, pyrrhotite, graphite, talc, and sometimes also phlogopite. The origin of such clusters has often been discussed. It seems to be most convenient to consider them as concretions of silica. Perhaps even the »impurities», *i. e.*, the enclosed remnants of other minerals than quartz, have caused the concentration of cementing quartz. Similar »concretionary enrichment» of different materials has often been observed in recent sediments as well. The clusters in the limestone of

Hiirola cannot have been formed until after the solidification of the limestone, and even after the folding of it, because no signs of movement are to be seen in the clusters. That these clusters are analogous to those of chalk beds is not impossible, but there is no evidence for such an opinion.

Microcline, which is common in the gneissose rocks, occurs sparsely in the rocks related to limestone. The most interesting occurrence of microcline is that in a fine-grained »felsite» from a drill core west of Kiurunruukki. There the microcline is found as xenomorphic grains between crystals of calcite. In view of the microcline-rich aplitic veins commonly occurring within the drilled area, such an occurrence can be explained by the introduction of potash feldspar into calcite-bearing rock. This case represents one kind of »granitization of limestone».

SULPHIDES OF THE HIIROLA DISTRICT

At Hiirola there are three nearly parallel horizons containing sulphides in a mixed rock consisting of mica schist, amphibolite, and skarn, partly turned into gneiss. Because pyrrhotite is the main sulphide, magnetic anomalies have been observed, and their position indicates the strike of the strata. In Fig. 4 the magnetic anomaly curves relating to the strip containing limestone are shown. These curves reflect the zone of limestone, along the southern border of the northern strip, and it is precisely here that the skarn occurs with a moderate content of sulphides.

As mentioned above, the main sulphide of the sulphide-bearing rocks of Hiirola is pyrrhotite. Chalcopyrite and sphalerite were observed only in a few polished sections.

When in limestone, the pyrrhotite is fresh, and occurs as veins and grains between the crystals of carbonate. Grains of chalcopyrite have also been seen in the limestone of Hiirola.

When in skarn, the pyrrhotite is always accompanied by flakes and clusters of graphite, though not, however, in the same manner as in phyllitic rocks.

The sulphide-bearing schists are mica schist or phyllite, remarkably rich in pyrite in addition to the ever-present pyrrhotite, and two generations of the lastmentioned sulphide can often be established. The earlier generation is represented by thin lamellae concordant with the schistosity of the rock, and with grains of nearly the same size as the grains of the silicate components of the rock; and the later generation is represented by coarser grains of pyrrhotite, often forming veins and brecciating the schistose rock. The earlier generation usually occurs in close connection with graphite and biotite (as in Fig. 3), and its sedimentary origin is evident.

Chalcopyrite and sphalerite have been observed only in combination with pyrrhotite of the second generation.

CONCLUSIONS

This investigation suggests dealing with the Hiirola district as an incomplete section through a portion of sedimentary beds that have been folded and, because of their granitic components, turned in parts into gneissose rocks.

Among the primary supergene materials now forming the basis of the present rocks, the following can be distinguished:

PRESENT ROCK	ORIGINAL SEDIMENT
phyllite, mica schist	clay sediments;
sulphide-bearing schist	sapropelic mud and clay;
	rich in organic matter;
amphibolite	tuff sediments
limestone and skarn	carbonaceous sediments
	and metasomatic alteration products;
	Chemical sediments

Arenaceous sediments seem to have been lacking, or were present only in very small amounts.

In the sulphide-bearing schists the second generation of sulphides (see p. 106) has obviously originated during and through metasomatic processes, perhaps because of transfer of primary sulphides. The first generation of sulphides is of more interest, because it is probably of sedimentary origin. Sulphide-bearing schists mainly contain, in addition to the primary sulphides, quartz and mica. Graphite is common and occurs closely intergrown with biotite (p. 100). Pettijohn (1949) described »pyrite black slates», chiefly differing from the sulphide-bearing schists of Hiirola in containing pyrite, whereas in the present sulphide-bearing schists the pyrrhotite is predominant. Pettijohn is of the opinion that such rocks are characteristic products of stagnant seas, where the ventilation of the waters is deficient. According to him, sediments are accumulating in the Black Sea at present which represent the primary material of »pyrite black slate».

At Hiirola there are sulphide-bearing schists in close connection with phyllite and carbonaceous beds, indicating conditions of sedimentation similar to those mentioned in the foregoing. Consequently, the sedimentary beds of this kind at Hiirola — now greatly altered — originated in conditions of sedimentation in stagnant sea. Because of the great alteration of the primary sediments, no sequences of sedimentation can be traced. Determination of the direction of the bottom is also impossible. The whole thickness of the sedimentary beds traced is about 3.5 km, and that of the sulphide schists (ancient sapropelic muds) is less than 200 m. Also if the sediments

are considered as folded and intruded by granitic matter, the aforementioned thickness represents only a comparatively short sequence in a synclinal sedimentation of argillaceous material.

The Hirola district is part of the formation of crystalline schists which in the region of Mikkeli is connected with the schists undoubtedly belonging to the Tampere belt. From Mikkeli the schists continue in a N. E. direction, and the Hirola district is part of this sequence. The country rocks are of typical Svecofennidic character. The limestone is similar in both structure and mineral genesis to the limestone of Luopioinen near Tampere. The occurrence of areas of garnet-cordierite gneiss, N. W. of the limestones bearing formation, is likewise a Svecofennidic feature. Limestone deposits seem to be more frequent in this part of the eastern border of the Svecofennides than in the Tampere area. After bending to the N., the schists of Hirola continue to the region of Virtasalmi—Pieksämäki. There, too limestone has been found with a similar Ca-Mg combination. One of these deposits, worked in the mine of Montola (Metzger, 1936), has several petrographic features in common with Hirola.

REFERENCES

- DOS SANTOS PEREIRA, JUDITE (1943) Sobre algunes roches de Guiné Portuguesa. Bol. Soc. Geol. Portugal. II. 1.
- ESKOLA, P., HACKMAN, V., LAITAKARI, A., and WILKMAN, W. W. (1919) Suomen kalkkikivi. Geol. Kom., Geotekn. julk. 21.
- FROSTERUS, BENJ. (1902) General Geological Map, Sheet C2 (St. Michel). Geol. Survey of Finland.
- LAITAKARI, AARNE (1919) See ESKOLA, P., HACKMAN, V., LAITAKARI, A., and WILKMAN, W. W.
- (1925) Die Graphitvorkommen in Finnland und ihre Entstehung. Geol. Kom., Geotekn. julk. 42.
- MARMO, VLADI, and MIKKOLA, AIMO (1951) On sulphides of the sulphide-bearing schists of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 156.
- METZGER, ADOLF A. TH. (1936) Der Kalksteinbruch von Montola, Geologie und Tektonik. Bull. Comm. géol. Finlande 115, p. 195.
- PETTIJOHN, F. J. (1949) Sedimentary rocks. New York.

SUPERGENE ALTERATION OF PYRRHOTITE IN THE
SULPHIDE-BEARING SCHISTS AT NOKIA, SOUTHERN FINLAND

BY

VLADI MARMO

Geological Survey of Finland, Helsinki

ABSTRACT

The zone of supergene alteration of the sulphide-bearing schists at Nokia is very thin. It may be divided into three parts. The uppermost part consists of »gossan» containing predominantly limonite. Beneath this layer both limonite and supergene sulphides (marcasite and pyrite of a younger generation) are present. In the lowermost part unaltered sulphides also occur. Limonite and a marcasite-like sulphide mineral of iron, usually called »marcasite», have been studied chemically and by X-ray diffraction. The conditions governing the origin of the supergene minerals in the rock investigated are discussed.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	110
DESCRIPTION OF THE SULPHIDE-BEARING SCHISTS OF NOKIA.....	110
IRON HYDROXIDES IN THE »GOSSAN»OF THE SULPHIDE-BEARING SCHISTS AT NOKIA	111
THE TRANSITIONAL ZONE BETWEEN THE »GOSSAN»CONTAINING ONLY LIMONITE AND THE PART OF THE ROCK CONTAINING SLIGHTLY ALTERED SULPHIDES	114
RELATIONS BETWEEN MARCASITE AND OTHER SUPERGENE MINERALS OF THE TRANSITIONAL ZONE	116
THE ZONE CONTAINING ONLY SLIGHTLY ALTERED SULPHIDES	118
CONCLUSIONS	121
REFERENCES	121

INTRODUCTION

According to Ramdohr (1950, p. 412—414), marcasite often occurs together with fine-grained pyrite and a grayish mineral that he called »Zwischenprodukt», among the products of supergene alteration of pyrrhotite. The occurrence of marcasite just at the border between the oxidation and cementation zones is of interest, and it has recently been discussed by Foslie (1950).

Supergene alteration of pyrrhotite is common in Finnish rocks also, but the products have not been determined definitely. Lokka (1943, p. 48) analysed alteration products of sulphides from Finnish Karelia, but did not, however, identify separate minerals. Saksela (1923, 1947, 1951, 1952) described this phenomenon in several papers, but did not use any definite name for the minerals of supergene alteration, grouping them only under the collective name of »Wasserkies», which according to the definition of Dana (1932) means the water-bearing alteration products of pyrite. When describing the »Wasserkies» from the region of Ylöjärvi, Saksela (1947, p. 208) also mentioned a readily polishable mineral »resembling marcasite», denying, however, the presence of marcasite, because the optical properties of this mineral are somewhat different from those of marcasite. The occurrence of marcasite in Finnish rocks is very possible, however, and the present author reported it earlier among some sulphide-bearing erratic boulders in eastern Finland (Marmo, 1950). Marmo and Mikkola (1951) observed supergene marcasite in several localities of sulphide-bearing schists in Finland, often together with fine-grained pyrite, also of supergene origin. Pyrite often occurs alone, filling the fissures in pyrrhotite and forming »bird's eyes».

In this paper the occurrence of supergene iron minerals in conjunction with secondary sulphides in the sulphide-bearing schists of Nokia will be described, and the separate minerals will be identified. The conditions governing the origin of said minerals will be discussed.

DESCRIPTION OF THE SULPHIDE-BEARING SCHISTS OF NOKIA

The Nokia district belongs to the Tampere schist belt described by Sederholm (1897). The main rock of Nokia is a phyllite that contains very little or no sulphide. Imbedded in the phyllite there is a zone from one-half km to one km in width, containing much disseminated pyrrhotite and some pyrite, and also a little chalcopyrite and sphalerite (Marmo and Mikkola, 1951, p. 7). Petrographically, this zone is not homogeneous but contains strips of sulphide-bearing schist that alternate with beds of tuffite and with layers of subsilicic schists containing calcite in abundance and often resembling skarn.

The »gossan» described in this paper occurs on the schists that consist predominantly of quartz, biotite, and pyrrhotite, and often graphite as well. It is proposed to call this kind of schist sulphide schist. It is assumed to be of sapropelic origin.

IRON HYDROXIDES IN THE »GOSSAN» OF THE SULPHIDE-BEARING SCHISTS AT NOKIA

At Nokia the »gossan» is too thin to allow readily soluble minerals to stay in the supergene crust. Therefore no sulphate minerals are found there. The layer containing supergene iron minerals is only from 5 mm to 20 mm thick at Nokia, and beneath this crust the sulphides are altered only in the immediate vicinity of the supergene layer. Even at a depth of 5 cm or 6 cm, the sulphides are rather fresh. The predominant sulphide is pyrrhotite, accompanied by a few grains of pyrite and chalcopyrite. In some polished sections sphalerite was also observed.

The uppermost layer of supergene alteration products consists megascopically of a reddish black, amorphous material, yellowish brown when powdered. In the polished sections the material is homogeneous and gray in colour, and in immersion liquids the colour is only slightly lighter than that of calcite and quartz. Examined with crossed Nicols, the mineral seems to be wholly isotropic, and has a pale, dirty, reddish brown colour. This gray mineral is the only one visible in the uppermost part of the »gossan». In the parts closest to the unaltered rock, however, a few grains of sulphides likewise occur. There are instances where the pyrrhotite has been replaced completely by the gray mineral, which is limonite, but then the sulphide of iron has recrystallized anew in the form of secondary pyrite. Together with limonite there often occurs a marcasite-like mineral (see p. 114).

The limonite was separated by picking away the quartz. Because of intergrowths pure material was not obtainable. In order to identify the impurities the remaining material was imbedded in sealing wax, and a polished section was prepared and photographed under the microscope. The minerals were measured in the photograph by the planimetric method, and it was found that there were about 70 % quartz, 27 % limonite, and 3 % sulphides. From this material Mr. Matti Tavela of the Geological Survey of Finland made a partial chemical analysis as follows:

Constituent	%
Fe	20.20
S	1.63
H ₂ O+	6.20
H ₂ O—	1.62
Total	29.65

The residue is quartz. Because pyrite and marcasite were the only sulphide minerals observed microscopically, all the sulphur found is in the form of FeS_2 , and for limonite there remains $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Hence, for the iron minerals there are 90.34 % $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ and 9.66 % FeS_2 . This result is in good agreement with the planimetric determination given above.

The limonite of the same »gossan» was also examined by X-ray diffraction by Dr. M. Kantola at the Institute of Technology in Helsinki. For this purpose the material was obtained from the »gossan» by drilling a number of polished sections with a dentist's drill under the microscope. In this material the impurities were negligible, and no sulphide minerals were microscopically observed in the powder. In Table 1 the lines of the limonite are compared with the lines of goethite, as given by Harcourt (1942, p. 84)¹:

Table 1. The lines of diffraction pattern for limonite and goethite

1. Limonite, Nokia: 4.14 Å (s)	3.97 Å (vw)	3.32 Å (vs)	3.15 Å (s)	
2. Goethite, » 4.17 Å (9)		3.36 Å (½)		
1. 2.68 Å (w)	2.47 Å (d)	2.22 Å (vw)	2.175 Å (vw)	1.92 Å (vw)
2. 2.69 Å (2)	2.46 Å (4)	2.21 Å (2)		1.915 Å (½)
1. 1.80 Å (w)	1.72 Å (w)	1.56 Å (w)	1.51 Å (w)	1.46 Å (w)
2. 1.80 Å (1)	1.73 Å (3)	1.565 Å (1)	1.51 Å (1)	1.46 Å (1)
1. 1.36 Å (w)	1.31 Å (vw)	1.197 Å (vw)	1.18 Å (vw)	1.15 Å (vw)
2.	1.31 Å (½)	1.195 Å (0.3)		1.14 Å (1)
1. 1.12 Å (vw)	1.07 Å (vw)			
2. 1.115 Å (0.3)		1.05 Å (0.3)	1.02 Å (0.3)	1.008 Å (0.3)

The intensities for limonite: vs, very strong; s, strong; d, distinct; w, weak; vw, very weak. The intensities for goethite given by Harcourt are according to scale 0.1; 0.2; 0.3; 0.5; 1.0; 2.0; 3.0; etc.

The data in Table 1 indicate that the limonite consists of goethite, though probably in cryptocrystalline form, thus producing the isotropy observed with crossed Nicols. The strong line at 3.15 Å has not been identified. From the high water content one might expect »hydrogoethite» instead of goethite. Tochilin (1951) described as hydrogoethite a mineral characterized in the diffraction diagram by having the strongest lines at 4.18 Å, 2.69 Å, and 1.72 Å. All these lines are present in the material from Nokia, but they are weak. The real limonite investigated by Tochilin (1951) was rather amorphous.

In some patches in the limonite there often occurs a lighter, distinctly anisotropic mineral that alternates zonally with limonite (Plate I, Fig. 1).

¹ The goethite of Harcourt is $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Nadeleisenerz of Ramdohr, 1950, p. 744).

This mineral occurs both in the form of irregular patches in the limonite and as rhythmic layers around grains of pyrrhotite. Its optical properties agree with those of goethite as reported by Ramdohr (1950).

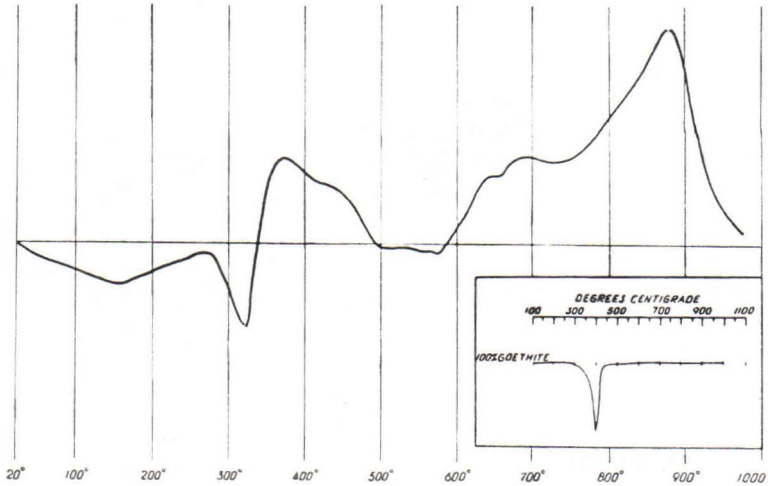


Fig. 1. The differential-thermal-analysis graph for the limonite of the »gossan» at Nokia, made by Mr. Erik Eriksson of Uppsala. In the lower right-hand corner the graph of Kulp and Trites (1951) for goethite is reproduced.

Fig. 1 presents the differential-thermal-analysis graph of the limonite of the »gossan» at Nokia, made by Mr. Erik Eriksson of Uppsala. The first endothermic peak at 320° represents the chief dehydration of limonite. There follows an exothermic reaction with a peak at about 360°, and according to Soveri's (1951) interpretation of a similar phenomenon in clays, this peak represents the combustion of organic material in the limonite (the sample was not treated with H_2O_2 before the thermal analysis). At 500° the dehydration seems to be complete, and at 580° a new exothermic reaction begins, perhaps indicating the recrystallization of the material. According to the chemical analysis (see p. 111), the probable residue after the dehydration of the limonite may consist of hematite. At this stage in the thermal analysis of clays, Fe_2O_3 has been observed by Grim and Bradley (1940); and Soveri (1951) also conjectured that hematite forms in corresponding conditions. Gheith (1952) observed that loss of absorbed water from amorphous hydrated ferric oxides is followed by direct crystallisation to hematite. Consequently, the recrystallisation may even involve the formation of hematite crystals in the case of the limonite from Nokia. In order to test this possibility a sample of the same limonite as was used for the differential thermal analysis was heated up to 800°, and the residue was then investigated by X-ray diffraction. The powder pattern made by Dr. M. Kantola at the Institute of Technology in Helsinki has distinct

lines at 1.68 Å, 1.88 Å, 2.52 Å, and 2.73 Å, which closely correspond to the characteristic lines of hematite given by Harcourt (1942, p. 86), viz. 1.68 Å, 1.835 Å, 2.51 Å, and 2.69 Å. Furthermore, there are lines which have been found also in the diffraction diagram of the original limonite (see p. 112).

According to the data in Table 1, the limonite consists of goethite. The leftmost peak on the differential-thermal-analysis graph, however, corresponds exactly to the peak of lepidocrocite on the graph published by Kulp and Trites (1951, p. 35). (Their graph for goethite is reproduced in the lower right-hand corner of Fig. 1). According to Kulp and Trites, the endothermic peak of goethite should lie at about 400°. The same authors stated that goethite usually occurs as a product of slow hydrolysis of ferric salts, but lepidocrocite is formed from the oxidation of iron sulphides and hydrous Fe_3O_4 (*op. cit.*, p. 41). In the »gossan» of Nokia the limonite is an oxidation product of iron sulphides, and the occurrence of lepidocrocite, rather than goethite, would be expected. Gheith (1952), however, observed that with the aging of gels of hydrated ferric oxides, goethite is crystallized out. Harcourt gave no pattern for lepidocrocite. Tochilin (1951) reported, for lepidocrocite, the strongest lines at 4.21 Å, 2.73 Å, and 2.49 Å, which do not occur in the pattern of the limonite from Nokia. Tochilin further gave the endothermic peak of the differential-thermal-analysis of goethite between 250° and 360° *i. e.*, at a much lower temperature than Kulp and Trites have reported. In the graph given in Fig. 1 the transference of the endothermic peak to a lower temperature may be attributed to the presence of organic matter, affecting the exothermic reaction between 330° and 360° (see p. 113), but this phenomenon may also be a result of the comparatively high water content of limonite (see analysis on p. 111). Whether organic matter was also present in Tochilin's samples is not clear from the data that he gave.

THE TRANSITIONAL ZONE BETWEEN THE »GOSSAN» CONTAINING ONLY LIMONITE AND THE PART OF THE ROCK CONTAINING SLIGHTLY ALTERED SULPHIDES

In this zone, as mentioned on p. 111, there occur sulphides of supergenic origin in addition to limonite, and unaltered sulphides have also been met with. The pyrite is usually unaltered, or only slightly corroded along its margins. The chalcopyrite (and sphalerite) is rather fresh; in exceptional cases, however, covellite has been observed as an alteration product of chalcopyrite (Plate I, Fig. 2). The pyrrhotite is in most cases strongly resorbed.

The limonite is often surrounded by a rim of thin lamellae (Plate I, Fig. 3). Similar lamellae also alternate with limonite. In colour they resemble pyrrhotite, but are somewhat harder; furthermore, they are much

more strongly anisotropic, with the colour changing from bright yellowish to bluish gray. These lamellae cannot be pyrrhotite. Their properties closely correspond to those reported by Ramdohr (1950, p. 606) for his »marcasite». He used quotation marks to distinguish this mineral from the true marcasite, and he (Ramdohr 1950, p. 607) wrote of »marcasite»: »—— so dass man sie vielleicht doch für einen submikroskopisch feinporigen, daher dunkleren Markasit halten kann.» In the present paper the name »marcasite» will likewise be applied to this marcasite-like mineral.

To study the »marcasite», a sample was chosen which contained as little limonite as possible; lamellae of »marcasite», however, were mixed with some pyrrhotite. The sulphides of the sample were separated by flotation with potassium ethyl xanthate by Mr. O. Vartiainen at the Technical Research Institute of Finland. The pyrrhotite was removed from the richest concentrate with a weak magnet. The nonmagnetic part of the concentrate contained, according to planimetric measuring from photograph, about 20 % sulphides, the residue being quartz; a negligible amount of limonite was present. Among the sulphides »marcasite» predominated, the rest being pyrrhotite. The magnetic part of the concentrate contained no limonite and about 20 % quartz; the residue was mainly pyrrhotite, and »marcasite» accounted for about 20 % of the pyrrhotite content.

The Fe and S content for both fractions was determined chemically by Miss Kaija Karhunen at the Geological Survey of Finland. In order to check the amount of limonite in the fraction rich in »marcasite», H_2O + was determined by Mr. M. Tavela at the Geological Survey of Finland.

Constituent	% in magnetic fraction,	% in nonmagnetic fraction,
Fe	42.20	8.67
S	28.85	7.64
H_2O +	—	0.80

In addition, a sample of fresh pyrrhotite was taken from the rock beneath the »gossan» and analysed by Mr. M. Tavela with the result Fe, 58.9 %; S, 31.9 %, thus corresponding to the formula of pyrrhotite: $Fe_{10}S_{10.5}$. Therefore in the following tabulation the formula FeS has been used for the pyrrhotite, and the surplus of sulphur to form FeS_2 :

Constituent	in sulphides of magnetic fraction %	in sulphides of nonmagnetic fraction %
FeS	75.0	34.0
FeS_2	25.0	65.79
$Fe_2O_3 \cdot 2H_2O$	—	0.21
Total	100.0	100.0

These values are calculated from the analyses for the sulphide constituents of the magnetic and nonmagnetic fractions, and the figures obtained correspond closely to the results of planimetric measurements from a photograph (p. 115). Likewise the amount of FeS_2 calculated from the analysis corresponds to that of «marcasite» obtained by planimetric determination. Hence it would seem that the formula FeS_2 is most nearly correct for the «marcasite», thus indicating the same chemical composition as have ordinary marcasite and pyrite.

The drilled sample was also examined by X-ray diffraction. The photograph of the powder pattern was made by Dr. M. Kantola at the Institute of Technology in Helsinki. Naturally the pyrrhotite lines (2.06 Å, 1.63 Å, 1.718 Å, and 1.10 Å) were observed, but lines characterizing marcasite (3.47 Å, 2.715 Å, and 1.76 Å) also appeared. Moreover, there were lines which remained unidentified: 3.292 Å (d), 3.135 Å (d), 1.410 Å (s), 1.084 Å (w), and 1.040 Å (vw), (s, strong; d, distinct; w, weak; vw, very weak).

In addition to grains containing «marcasite» there are others with a core of fresh pyrrhotite surrounded by a rim of minute crystals of marcasite and pyrite of a younger generation.

Furthermore, the replacement of pyrrhotite by lamellar marcasite has been observed, the most recent description of such an occurrence of supergene marcasite being that of Foslie (1950). According to him, a transitional zone occurs between pyrrhotite and marcasite, and it consists of dark grayish and light gray minerals with the darker, inner marginal zone against the marcasite, and the lighter, strongly anisotropic zone against the pyrrhotite. Foslie (*op. cit.*, p. 148) regards the darker component as limonite.

A similar phenomenon has been observed in the sulphides of the «gossan» of Nokia, and the darker mineral has been identified as limonite similar to that described from the «gossan» (p. 111). The characteristics of the lighter mineral, however, correspond most closely to those of goethite met as zoning in the limonite (p. 112).

RELATIONS BETWEEN MARCASITE AND OTHER SUPERGENE MINERALS OF THE TRANSITIONAL ZONE

Within the upper part of the transitional zone of «gossan», the zone consisting of gray minerals between the marcasite and pyrrhotite contains predominantly limonite; the «layer» of goethite is accordingly very thin or lacks altogether. Direct contact between marcasite and pyrrhotite has not been encountered in the specimens studied. Foslie (1950, p. 147) also pointed out that ordinary, supergene, and fresh pyrrhotite are never in direct contact with each other, but are always separated by «double garlands of marginal zones» of a combined thickness of 0.05 mm or less.

In the »gossan» of Nokia there are also instances, moreover, where the limonite is surrounded by ordinary marcasite and »marcasite» (Plate I, Fig. 3). It seems that both the sulphides are here of later origin than the limonite, a conclusion likewise drawn by Foslie (1950, p. 149) in his investigations at Håfjellstuva, Norway.

In the case illustrated in Plate I, Fig. 3, pyrrhotite has been assumed to be the source of the iron in the limonite derived from disintegration of this sulphide. The occurrence of both the »marcasite» and ordinary marcasite in the zone of supergene minerals is due to the transfer of sulphur by solutions, perhaps in the form of H_2S , into the limonite, altering it anew into sulphides.

The pyrite of a younger generation than the pyrrhotite may also have originated in the same manner. The pyrite is rather fine-grained and occurs in the form of narrow rims around the pyrrhotite grains, alone or in combination with fine-grained marcasite.

The following sequence of supergene alteration is assumed:

- 1) pyrrhotite $\xrightarrow{H_2O, O_2, CO_2}$ limonite (probably also sulphates, not, however, observed in the »gossan» of Nokia)
- 2) limonite $\xrightarrow{H_2S}$ marcasite, »marcasite», fine-grained pyrite

The conditions governing the formation of marcasite are illustrated by the experimental studies of Allen, Crenshaw, and Johnston (1912). A direct relation between the acidity and temperature of a solution and the form of FeS_2 deposited by it was demonstrated. Hot, alkaline solutions produced pyrite, while cold, acid solutions favored the deposition of marcasite. Newhouse (1925, p. 63), however, discussing the origin of supergene marcasite, wrote: »—— The presence of carbonates indicates that the solutions forming the marcasite could certainly not have been strongly acid in nature.» Solutions circulating within the zone of supergene alteration of sulphides usually, however, are very acid. Emmons (1917, p. 149) explained the occurrence of nonacid solutions within sulphide deposits as follows: »—— Acid solutions descending through sulphide ores decrease in acidity, where oxygen is excluded; later they become neutral, and ultimately alkaline.»

Newhouse's observation that carbonates occur in conjunction with marcasite has only exceptionally been repeated at Nokia, though in these rare cases calcite of secondary origin fills the cracks, which often contain marcasite in addition; the same cracks are likely to contain gypsum, too, as a thin coating of the fissures. Both these calcium minerals, however, are of distinctly later origin there than the marcasite.

As explained on p. 117, the pyrrhotite at Nokia has first been altered into limonite. For such a reaction oxygen is also required. In the parts

below the »gossan» oxygen is obviously present in lesser amount; hence one must assume that pure hydrolysis without oxidation of hydrolysates will occur. According to Foreman (1929, p. 828), such hydrolysis begins at 150°C, and then, if there is sufficient water, the reaction follows the equation $2\text{FeS} + 6\text{H}_2\text{O} = 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2$.

If the amount of water is small, then, according to Foreman, hematite will form in the reaction $2\text{FeS} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2$.

Pyrrhotite will, however, readily hydrolyze also at normal temperatures, as was pointed out by Ramdohr (1950, p. 414), who took as an example a rapid alteration, caused by rain water, of exposed pyrrhotite in mines. The present author obtained similar results by the following experiment: a polished sample of sulphide-bearing schist rich in pyrrhotite from Nokia was taken and left in a glass filled with water; the water that evaporated was replaced weekly. Before the test the sample was examined microscopically. The pyrrhotite was rather fresh. After nine months the polished sample was taken out of the water, slightly polished anew and then studied under the microscope. There was now a slight coating of limonite around the pyrrhotite grains, indicating that hydrolysis of the pyrrhotite had occurred. The said reactions are therefore valid for a normal supergene alteration as well, and hence the solutions circulating beneath the »gossan» likewise contain H_2S (see equations of Foreman). The H_2S will then form sulphides of iron by reaction with the limonite. In this way one can understand that limonite grains are often surrounded and penetrated by younger sulphides, viz. »marcasite» and fine-grained pyrite.

The circulating ground waters at Nokia are usually very acid, as has been determined from nearly 300 wells in the area investigated. The waters circulating in rocks which contain moderate amounts of pyrrhotite have a pH of 3.5—4.0, and those in rocks containing only a scanty dissemination of pyrrhotite a pH of 4.5—5.0. Consequently, the environment in which the supergene minerals form is rather acid, and the formation of marcasite is to be expected.

THE ZONE CONTAINING ONLY SLIGHTLY ALTERED SULPHIDES

The zone below the transitional zone described in the foregoing is about 10 cm—20 cm thick and is characterized by only a slight alteration of sulphides. Limonite is present only as a coating on the fissures, or together with goethite in rims between the pyrrhotite and the marcasite met also in the transitional zone and described on p. 116. Here, however, the veinlets of marcasite are very thin, as are also the rims between it and the parent pyrrhotite.

Furthermore there are »bird's eyes» (Plate I, Fig. 4) showing distinct marks of their derivation from gel. They are filled with pure fine-grained

pyrite of later origin. There often occur in addition veinlets of youngest pyrite penetrating the »bird's eyes». Frequently the youngest pyrite envelops grains of pyrrhotite, but in such cases it occurs in conjunction with small grains of marcasite or alternates there with. In the lastmentioned case the pyrrhotite grain is enveloped by a narrow limonitic rim followed by a thin rim of marcasite surrounded in turn by limonite and goethite, while outermost there are »layers» of younger pyrite. If pyrite envelops such altered grains of pyrrhotite or penetrates them in the form of narrow veinlets, no direct contact between the two sulphides will occur, but they are separated by a similar thin strip of limonite and goethite as in the case of enveloping or penetrating marcasite.

Such a phenomenon will be explained here as a result of the hydrolysis of pyrrhotite, but now, evidently because the hydrolysing water in the rock beneath the »gossan» is short on oxygen, the limonite and goethite remain scanty (the rims between primary and secondary sulphides being narrow), and the formation of sulphides (as a result of the action of H_2S) immediately follows the precipitation of limonite.

The occurrence of fine-grained pyrite of a younger generation is perhaps a consequence of change of the acidity of the circulating solutions: Emmons (see p. 117) regards such an alteration as quite plausible. According to Ramdohr (1950, p. 414) the precipitation of pyrite together with marcasite is a result of the presence of ample oxygen. In such a case, however, Ramdohr maintains, hematite should likewise occur, and, indeed, some minute and scanty grains of this mineral have occasionally also been observed in the specimens investigated.

In the deposit at Nokia pyrite of the younger generation has been met also in drill cores in the form of »bird's eyes» or veinlets, sometimes accompanied by marcasite, at a depth of 100 m, consequently in circumstances not favorable for the occurrence of supergene minerals. In such cases one must assume that water has run along fissures and cracks in the rock, and the occurrence of these products of supergene alteration at a considerable depth will indicate the first signs of oxidation processes. Watanabe and Landwehr (1924) explained such a phenomenon similarly in the pyritic deposits of Japan. The said authors also described an alteration of supergene marcasite into the youngest pyrite.

As mentioned, limonite fills cracks in the rock, with gypsum present in addition, coating the fissures. A specimen of a sulphide-bearing albite-epidote schist containing very many such fissures with limonite and gypsum, and corresponding to the zone discussed in the present section of this paper, was analysed by Mr. M. Tavela at the Geological Survey of Finland with the following result:

	%
SiO ₂	48.24
TiO ₂	0.75
Al ₂ O ₃	12.48
Fe ₂ O ₃	5.55
FeO	4.95
MnO	0.08
CaO	8.49
MgO	1.53
Na ₂ O	2.92
K ₂ O	0.44
P ₂ O ₅	0.02
H ₂ O+	4.23
H ₂ O—	0.03
S	4.07
S (elementary)	1.03
SO ₃	3.86
C	3.80
	102.47
	less O for S 2.04
	Total 100.43

Elementary sulphur in the form of minute crystals was obtained after treating the powdered rock with carbon disulphide. Moreover, when heating the powder in a drying cabinet up to a temperature of 100°C, a distinct odour of sulphur dioxide was detected, thus indicating the presence of elementary sulphur.

Naturally no elementary sulphur can exist in unaltered rock, and therefore it was suggested that the sulphur might be present among the secondary coatings of the fissures of the rock. This material was separated, imbedded in sealing wax, and studied in a polished section under the microscope. No sulphur was identified with certainty. There were, however, a few very small grains, gray in colour and slightly pleochroic, which, with crossed Nicols, displayed bright yellow colours. These grains occur mixed with limonite, and their properties agree with those reported by Ramdohr (1950) for elementary sulphur.

The presence of sulphur is not very surprising. Ramdohr wrote as follows concerning elementary sulphur (1950, p. 244): »Dagegen findet sich Schwefel gar nicht selten in sulfidischen Lagerstätten in der Cementationszone als Neubildung auf Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit u. a., wo wohl polysulfidhaltige Lösungen von stark sauren Lösungen getroffen werden».

The hydrolysis of pyrrhotite does not allow the formation of free sulphur (see p. 118), but disulphides of iron, especially in the form of marcasite, are in some cases accompanied in their disintegration by the release of free sulphur: $4 \text{FeS}_2 + 3 \text{O}_2 = 2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 8 \text{S}$ (Foreman, 1929, p. 830).

Ramdohr's explanation of the formation of free sulphur is rather plausible, but in the opinion of the present author, the conditions at Nokia are also likely to induce the reaction described by Foreman (the hematite at Nokia is very scanty, but so is the sulphur as well); perhaps the sulphur has been released in both ways.

The SO_3 content of the sample is due to the presence of gypsum, coating fissures in the rock.

CONCLUSIONS

The thickness of the oxidation and cementation zones at Nokia is inconsiderable, and their direction is often determined by the fracturing of the rock.

Within the supergene zone, as a result of the stage of alteration of the primary sulphides, three zones have been distinguished, viz. »gossan», a transitional zone containing supergene sulphides, and a zone characterized by slightly altered or unaltered sulphides, probably corresponding to the lower part of the transitional zone between the oxidation and cementation zones.

In all the zones mentioned the degree of supergene alteration is governed by the variation in the content of oxygen and carbon dioxide in the water circulating within the part of the rock in question.

In the uppermost zone of the »gossan» oxygen, carbon dioxide, and humic complexes contained in the water affect the hydrolysis of pyrrhotite and the oxidation of the hydrolysates.

In the upper transitional zone, because of the lower oxygen content of the water, hydrogen sulphide occurs and forms, in the reaction with limonite, the supergenic sulphides, marcasite, and pyrite.

In the lower part of the transitional zone there is only very little oxygen, and therefore the reaction between hydrogen sulphide and limonite occurs rapidly. Accordingly, the limonite and goethite rims between the pyrrhotite and marcasite or pyrite of later origin are very thin.

The occurrence of free sulphur in rock fissures has been established chemically, but the microscopic observations are inconclusive.

REFERENCES

- ALLEN, E. T., CRENSHAW, J. L., and JOHNSTON, J. (1912) The mineral sulphides of iron. *Am. J. Sci.* 33, p. 169.
- DANA, E. S. (1932) *Textbook of Mineralogy*. 4th Ed. by W. E. FORD. New York.
- EMMONS, W. H. (1917) The enrichment of ore deposits. *U. S. Geol. Survey Bull.* 625.
- ESKOLA, PENTTI (1943) Lausunto Helsingin Yliopiston matemaattis-luonnontieteellisen osaston pöytäkirjassa marraskuun 4 päivältä (In Finnish).
- FOSLIE, S. (1950) Supergene marcasite replacing pyrrhotite. *Norsk Geol. Tids.* 28, p. 144.

- FOREMAN, FRED. (1929) Hydrothermal experiments of solubility, hydrolysis, and oxidation of iron and copper sulphides. *Econ. Geol.* 24, p. 811.
- GHEITH, MOHAMED A. (1952) Differential thermal analysis of certain iron oxides and oxide hydrates. *Am J. Sci.* 250, p. 677.
- GRIM, R. and BRADLEY, W. F. (1940) Investigation of the effect of heat on the clay minerals illite and montmorillonite. *J. Am. Ceram. Soc.* 23, p. 242.
- HARCOURT, G. ALAN (1942) Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. *Am. Mineral.* 27, p. 36.
- KULP, J. LAURENCE and TRITES, ALBERT F. (1951) Differential thermal analysis of natural hydrous ferric oxides. *Am. Mineral.* 36, pp. 23—44.
- LOKKA, LAURI (1943) Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der finnischen Minerale. *Bull. Comm. géol. Finlande* 129.
- MARMO, V. (1950) A comparison made by means of chalcographic investigations of some ore-bearing boulders with the ores of Outokumpu and Polvijärvi. *C. R. Soc. géol. Finlande* 23; *Bull. Comm. géol. Finlande* 150, p. 23.
- »— and MIKKOLA, AIMO (1951) On the sulphide-bearing schists of Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 156.
- MOORE, E. S. and MAYNARD, J. E. (1929) Solution, transportation and precipitation of iron and silica. *Econ. Geol.* 24, pp. 272, 365.
- NEWHOUSE, W. H. (1925) Paragenesis of marcasite. *Econ. Geol.* 20, p. 54.
- POSNJAK, E. and MERWIN, H. E. (1919) The hydrated ferric oxides. *Am. J. Sci.* 47, p. 311.
- RAMDOHR, P. (1950) *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.* Berlin.
- SAKSELA (SAXÉN), MARTTI (1923) Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 65.
- SAKSELA, MARTTI (1947) Über eine antimonreiche Paragenese in Ylöjärvi. *C. R. Soc. géol. Finlande* 20; *Bull. Comm. géol. Finlande* 140, p. 199.
- »— (1951) Über einige in Ostfinnland angetroffene Kieserzgeschiebe. *C. R. Soc. géol. Finlande* 24; *Bull. Comm. géol. Finlande* 154, p. 137.
- »— (1952) Über die Verwitterung einiger finnischer Kieserze. *C. R. Soc. géol. Finlande* 25. *Bull. Comm. géol. Finlande* 157, pp. 27—40.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1949) *Erzlagerstätten.* Stuttgart.
- SEDERHOLM, J. J. (1897) Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. *Bull. Comm. géol. Finlande* 6.
- ТОШИЛИН, М. С. (ТОЧИЛИН, М. С.) (1951) О классификации и диагностике бурых железняков на примере Липетского месторождения. *Докл. Акад. Наук СССР* 80, p. 665.
- WATANABE, M. and LANDWEHR, W. R. (1924) Cupriferous pyritic deposits, Hitachi Mines, Japan. *Econ. Geol.* 19, p. 434.

EXPLANATION OF PLATE I

- Fig. 1. Zonal development of limonite. The light mineral is marcasite. Nokia. Polished section. Mag. 765 \times . Imm.
- Fig. 2. Unaltered chalcopyrite (Cu) in the mass of lamellae of «marcasite» (mr), alternating with lamellae of limonite (l). Cv is covellite. Nokia. Polished section. Mag. 405 \times .
- Fig. 3. «Marcasite» (mk) replacing and surrounding the single grains of limonite. The pyrite grains (py) are only slightly corroded along their margins. Marcasite (m) is seen in the corners of the figure. Nokia. Polished section. Mag. 135 \times .
- Fig. 4. «Bird's eye» containing fine-grained pyrite (p) in pyrrhotite (py). The «bird's eye» is penetrated by a veinlet of the youngest pyrite. Nokia, drill core, depth of 60 m. Polished section. Mag. 135 \times .



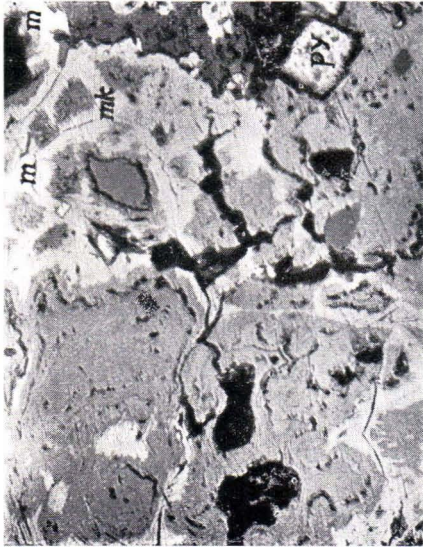
2



4



1



3

Vladi Marmo: Supergene alteration of pyrrhotite in the sulphide-bearing schists at Nokia, southern Finland

