

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 157

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

XXV

HELSINKI
SEPTEMBRE 1952

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 157

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

XXV

HELSINKI 1952
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT

TOIMITUSKUNTA — EDITORIAL COMMITTEE

PENTTI ESKOLA
ESA HYYPPÄ
AARNE LAITAKARI
VEIKKO OKKO, *ex officio*
KALERVO RANKAMA, *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. 2. 1952 — MEMBERSHIP LIST	V
KIRJOITUKSIA — PAPERS	
1. AHTI SIMONEN and H. B. WIIK, The axinites from Jokioinen and Petsamo	1
2. OLAVI KOUVO, A variety of monticellite from Crestmore, California	7
3. KALERVO RANKAMA, Isotope geology of sulfur	13
4. MARTTI SAKSELA, Über die Verwitterung einiger finnischer Kieserze	27
5. MARTTI SAKSELA, Das Fahlerzvorkommen von Seinäjoki, Süd-ost-bothnien, Finnland	41
6. ADOLF A. T. METZGER, Über elektromagnetische Vertikalsondierungen nach Haalek nebst einer Weiterentwicklung der Darstellung der Messergebnisse	53
7. SIMO KAITARO, On some offset structures in dilation dikes	67
8. PENTTI HARJANNE, Idocrase from Pitkäranta, eastern Fennoscandia	75
9. MARTTI SAKSELA und ERKKI V. HEISKANEN, Über die Geologie und das Goldvorkommen des Valkeakoskigebietes, SW-Finnland	81
10. K. VIRKKALA, On the bed structure of till in eastern Finland	97
11. PENTTI ESKOLA and AARNO JUURINEN, Fluorborite from Pitkäranta	111
12. MARTTI SAKSELA, Nochmals über die Entstehung der Granitgneiskuppeln und der Erze im Pitkärantagebiet	115
13. PENTTI ESKOLA, A discussion of domes and granites and ores	125
GEOLOGISIA TIEDONANTOJA — GEOLOGICAL NOTES	
1. AARNO JUURINEN and KAI HYTÖNEN, Diopside from Juva, Finland	145
2. VEIJO MATTINEN, Stellerite from Sillböle, Finland	147

SUOMEN GEOLOGINEN SEURA
THE GEOLOGICAL SOCIETY OF FINLAND

JÄSENLUETTELO — 1. 2. 1952 — MEMBERSHIP LIST

Kunniajäsenet — Honorary Members

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

Kirjeenvaihtajajäsenet — Corresponding Members

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
Niggli, Paul, Prof.	Min.-Petr. Institut, Sonneggstr. 5, Zürich, Schweiz
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. lic.	Cort Adellersgate 12 (710) Oslo, Norge
Ahrens, Louis Herman, 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	7 Avenue des Chenes, Rhode St., Genese nr. Bruxelles, Belgique
Bütler, H., Dr.	Rheinholdenstr. 105, Schaffhausen, Schweiz
Chen, Kwan Yan, Fil. kand.	Geologiska Institutionen, Uppsala, Sve- rige

- Collet, Leon W., Prof. Laboratoire de Géologie de l'Université,
Quai de l'École de Médecine, Genève,
Suisse
- Collini, Bengt, Fil. lic. Geologiska Institutionen, Uppsala, Sve-
rige
- Dahlström, Elis, Fil. lic. Bolidens Gruv A.-B. Västmannagatan 13,
Stockholm, Sverige
- Du Rietz, Torsten, Fil. dr. Bolidens Gruv A.-B., Boliden, Sverige
- Ebert, Heinz, Dr. Departamento Nacional du Produção Mi-
neral, Avenida Pasteur 404, Rio de
Janeiro, Brasil
- Eigenfeld, Rolf, Dr. Stadtstrasse 14, Freiburg i. Br., Deutsch-
land
- Frederickson, A. F., Dr. Dept. of Geology and Geological Engi-
neering, Washington University, St.
Louis 5, Mo., U. S. A.
- Fromm, Erik, Fil. lic. Sveriges Geologiska Undersökning, Stock-
holm 50, Sverige
- von Gaertner, Hans Rudolf, Dr. Reichsamt für Bodenforschung, Güter-
bahnhofstrasse 5—15, Celle, Deutsch-
land
- Gavelin, Sven, Prof. Stockholms Högskola, Stockholm, Sverige
- Gevers, T. W., Prof. Geological Dept., University of Wit-
watersrand, Johannesburg, South
Africa
- Graeter, Paul, Dr. C/O The Geophysical Prospecting Co.
Ltd., 5, Bank Street, Bombay I, India
- Grip, Erland, Fil. lic., Chefsgeolog Bolidens Gruv AB., Boliden, Sverige
- Hagner, Arthur F., Dr. Department of Geology, University of
Illinois, Urbana, Ill., U. S. A.
- Hall, A. Jean, M. A. P. O. Box 60, Kitwe, Northern Rhodesia
- Hejtman, Bohuslaw, Dr. Sekaninova 16, Praha XIV, Czecho-
Slovakia
- Hjelmqvist, Sven, Fil. dr., Statsgeolog Sveriges Geologiska Undersökning, Stock-
holm 50, Sverige
- Homma, Fujio, Prof. Institute of Petrology & Geology, Impe-
rial University, Kyoto, Japan
- Jaanusson, Vladimir, Amanuens Paleontologiska Institutet, Uppsala, Sve-
rige
- Järnefors, Björn, Amanuens Geologiska Institutionen, Uppsala, Sve-
rige
- v. Knorring, Oleg, Fil. mag. Geology Dept., The University, Leeds, 2,
England
- Koark, Hans Joachim, Dr. Geol. Inst., Uppsala, Sverige
- Kranck, E. H., Prof. McGill University, Montreal, Canada
- Kuonen, Ph. H., Dr. Geol. Inst., Groningen, Nederland
- Kullerud, Gunnar, Dipl. ing. Dept. of Geology, University of Chicago,
Chicago 37, Ill., U. S. A.
- Kulling, Oscar, Fil. dr., Docent Östermalmsgatan 44, Stockholm, Sverige
- Landergren, Sture, Laborator Sveriges Geologiska Undersökning,
Stockholm 50, Sverige
- Makela, Anna H., Dr. U. S. Geological Survey, Washington 25,
D. C., U. S. A.

Marklund, Nils, Fil. lic.	Geologiska Institutionen, Uppsala, Sverige
Mars, Karl-Erik, Amanuens	Mineralogiska Institutet, Stockholms Höskola, Stockholm, Sverige
Martna, Jüri, Fil. kand.	Torsvikssvängen 16 III, Lidingö, Sverige
Meier, Otto, Fil. dr.	Svenska Diamantbergborrnings A.-B., Kungsgatan 44, Stockholm C, Sverige
Mellis, Otto, Dr. rer. nat.	Geologiska Institutionen, Uppsala, Sverige
Mineralogisch-petrologisches Institut Noe-Nygaard, Arne, Prof.	Bernoullianum, Basel, Schweiz
Pilava-Podgurski, N., Fil. kand.	Østervoldgade 7, København K, Danmark
Preston, John, Geologist	Hamngatan 17 II, Vaxholm, Sverige
Roubault, Marcel, Prof.	Department of Geology, Queen's University, Belfast, Ireland
Sahlin, Anders, Fil. stud.	Université de Nancy, 94 Avenue de Strasbourg, Nancy, France
Shaw, Denis Martin, Ph. D.	Geol. Institutionen, Uppsala, Sverige
van Straaten, L. M. J. U., Dr.	Geology Dept., McMaster University, Hamilton, Ont., Canada
Suisse, M., Géologue	Geol. Instituut, Melkweg 1, Groningen, Nederland
Tišler, Janko, Dr.	Koroko, Côte d'Ivoire, Afrique Occidentale Française
de Waard, Dirk, Dr.	Studentski trg 1, c/o Prof. Dr. Kosta Petkovic, Beograd
Wells, M. K., M. Sc.	Mineral.-geol. Instituut, Utrecht, Holland
Veltheim, Valto, Fil. kand.	Geology Dept., University College, London, W. C. 1, England
Wenk, Eduard, Dr.	Departemento Nacional du Producão Mineral, Avenida Pasteur 404, Rio de Janeiro, Brasil
Wickman, Frans E., Prof.	Mineralogisch-petrologisches Institut d. Universität, Basel, Schweiz
Zāns, Verners, Geologist	Riksmuseet, Stockholm 50, Sverige
Zeidler, Waldemar, Dipl. ing.	7. Tucker Ave., Kingston, Jamaica, B.W. I.
Åhman, Erik, Fil. lic.	Nora stad, V. Sund, Sverige
Ödman, Olof H., Prof.	Lutheresplanaden 30, Uppsala, Sverige
	Kgl. Tekn. Höskolan, Stockholm Ö, Sverige

Kotimaiset jäsenet — Members

Ahlfors, Bruce, Dipl. ins.	Förby
Alanko, Risto, Dipl. ins.	Lohja
Alenius, P., Dipl. ins.	Lönnrotink. 15 A 2, Helsinki
Arvela, A., Dipl. ins.	Leppävaara
Aulanko, Heikki, Dipl. ins.	Outokumpu Oy, Outokumpu
Aurola, Erkki, Fil. toht.	Kauppiaank. 5 A 14, Helsinki
Backman, A. L., Fil. dr.	St. Robertsg. 25 A, Helsingfors
Borg, Thorvald, Fil. kand.	Vänr. Stoolink. 3 A 9, Helsinki

- Donner, Joakim, Fil. lis.
Edelman, Nils, Fil. toht.
- Enkovaara, Antti, Fil. kand.
Ervamaa, Pentti, Yliopp.
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.
Hellaakoski, Aaro, Fil. toht.
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.
Hyypä, Esa, Fil. toht.
- Hyypä, Jussi, Fil. kand.
- Hämäläinen, Viljo, Fil. kand.
Härme, Maunu, Fil. toht.
- Häyrynen, Matti, Dipl. ins.
Ignatius, Heikki, Fil. maist.
Isokangas, Pauli, Yliopp.
Jalander, Holger, Dipl. ins.
Joensuu, Oiva, Fil. maist.
- Jurva, Risto, Prof.
Juurinen, Aarno, Fil. maist.
- Jäntti, Lauri O., Fil. maist.
Järvinen, Kauko, Prof.
Kahma, Aarno, Fil. lis.
- Kaitaro, Simo, Fil. kand.
- Pohjoisranta 12 A 3, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Oulainen
Leppäsuonk. 7 A, 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., Morococha,
Peru
Museok. 30 A 8, Helsinki
P. Robertink. 4—6 N 78, Helsinki
Eino Leinonk. 6 B, Helsinki
Värdbergsg. 8 B, Åbo
Koroistentie 6—8, Helsinki
Pihlajatie 15, Helsinki
Ruskealan Marmori Oy, Silvola
Messeniuksenk. 10 A, Helsinki
Valtatie 20 A, Tikkurila
Museok. 34 A, Helsinki
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
Käpyläntie 2 E 49, Helsinki
Suomen Malmi Oy, Lohja
5. linja 14 B 63, Helsinki
Topeliuksenk. 3 b A 13, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Pääskylänrinne 4 A 32, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Iso Puistotie 1 A 6, Munkkiniemi
Meilahdenk. 6, Helsinki
Haapamäki kk.
Tukholmank. 7 A, Helsinki
Department of Geology, University of
Chicago, Chicago 37, Ill., U. S. A.
Topeliuksenk. 1 A, Helsinki
Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
5, Helsinki
Mechelinink. 4 B 47, Helsinki
Bulevardi 34 a A, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Runebergink. 48 A 13, Helsinki

- Kalla, Juhani, Yliopp.
 Kanerva, Reino, Fil. maist.
 Kauranne, Kalevi, Yliopp.
- Keränen, Jaakko, Prof.
 Kivinen, Erkki, Prof.
 Koponen, Olavi, Dipl. ins.
 Korpela, Kauko, Yliopp.
 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, Yliopp.
 Lauerma, Raimo, Yliopp.
- Lehijärvi, Mauno, Fil. maist.
 Leiviskä, Iivari, Prof.
 Lindberg, Eric, Yliopp.
 Lindholm, Ole, Yliopp.
 Linna, Antti, Dipl. ins.
 Lokka, Lauri, Prof.
 Lukkala, O. J., Prof.
 Lupander, Kurt, Fil. mag.
 Maijala, 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., Fil. dr., Doc.
 Mikkola, Aimo, Fil. toht.
- Mikkola, Toini, Fil. maist.
- Mikkola, Toivo S. K., Fil. kand.
 Mikkonen, Antti, Yliopp.
 Mäkinen, Eero, Vuorineuvos
 Mäntynen, Matti, Fil. kand.
- Flemmingink. 5, Lohja
 Pohj. kansak., Malmi
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
- Topeliuksenk. 1, Helsinki
 Mariank. 13 b B, Helsinki
 Kauppiask. 12 A 6, Turku
 Leppäsuonk. 7 A 514, Helsinki
 Orijärvi, Kisko
 Pietarink. 11 A, Helsinki
 Korkeavuorenk. 8 C, Helsinki
 Outokumpu Oy, Outokumpu
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Pengerk. 13 A 39, Helsinki
 Orijärvi
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
- Erottajantie 11, Pukinmäki
 Savio
 Puistok. 11 A 6, Helsinki
 Pohjoisranta 20 C 60, Helsinki
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
- Minna Canthink. 18 A 12, Helsinki
 Museok. 9, Helsinki
 Urheiluk. 20 A 14, Helsinki
 Pietarink. 1 B 15, Helsinki
 Messukylä
 Mannerheimintie 35 A, Helsinki
 Aurorank. 19 A, Helsinki
 Juhani Ahovägen 10 A 8, Helsingfors
 Outokumpu Oy, Tampere
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
- Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
- Fredrikink. 58 A 12, Helsinki
 Töölönk. 36 B, Helsinki
 II linja 2 D 65, Helsinki
 Pargas
 21 Maplewood St., Watertown, Mass.,
 U. S. A.
- Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
- Kisko
 Pihlajatie 37 as. 5, Helsinki
 Rantatie 65, Munkkiniemi
 Pietarink. 1 A 2, Helsinki

- Mölder, Karl, Fil. toht.
 Neuvonen, K. J., Fil. lis.
 Nieminen, Kaisa, Yliopp.
 Nieminen, Kalle, Dipl. ins.
 Niini, Risto, Prof.
 Nisonen, Eino, Fil. maist.
 Nordenswan, Einar A. O., Fil. maist.
 Nortio, Jukka, Yliopp.
 Nousiainen, Erkki, Isänn.
 Nuutilainen, Juhani, Yliopp.
 Nystén, Henrik, Dipl. ing.
 Näykki, Ossi, Yliopp.
 Ohlson, 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, Yliopp.
 Parras, Kauko, Fil. maist.
 Pehkonen, Eero, Yliopp.
 Pehrman, Gunnar, Prof.
 Peltola, Esko, Fil. kand.
 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.
 Raiste, Helvi, 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, Yliopp.
 Sahama, Th. G., Prof.
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Mechelinink. 40 A 16, Helsinki
 Puistok. 9 B 14, Helsinki
 Snellmanink. 23 E, Helsinki
 Runebergink. 59 B, Helsinki
 Runebergink. 17 A, Helsinki
 Leppäsuonk. 7 B 315, Helsinki
 Ruskealan Marmorio Oy, Silvola
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
 Karlavägen 9—11, Drumsö
 Pihlajatie 43 A 5, Helsinki
 Tynnyritie 17, Oulu
 Agricolank. 5 A 16, Helsinki
 Lapua
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Makola, Nivala
 Riihitie 23 B, Helsinki
 4. 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
 Kauppak. 39 A 1, Lappeenranta
 Meritullink. 32 C 22, Helsinki
 Puistok. 9 B 14, Helsinki
 Kruunuvuorenk. 7 A 6, Helsinki
 Pori, Harjunpää
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 P. Kaari 6 A 8, Lauttasaari
 Rauma-Raabe Oy, Rauma
 Suomen Malmi Oy, Lohja
 Puolala, Åbo
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
 Suomela, Littoinen
 Haveri Gruva, Viljakkala
 Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
 Helsinki
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki
 Ilmarink. 16 C, Helsinki
 Korkeavuorenk. 13 B 14, Helsinki
 Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
 5, Helsinki

- Saksela, Martti, Apulaisprof.
Salemaa, F., 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.
Springert, Hans, Fil. kand.
Stenberg, Aarne, Yliopp.
Stigzelius, Herman, Tekn. dr.
Stolpe, Tor Björn, Yliopp.
Strandström, Georg, Yliopp.
Ståhlberg, Elsa, Fil. mag.
Suila, Matti, Yliopp.
Suvenmaa, L., Herra
Sundell, I. G., Dir.
Suominen, Eero, Fil. maist.
Säynäjärvi, Klaus, Yliopp.
Syvänen, Marjatta, Yliopp.
Tanner, Heikki, Vuori-ins.
Tavela, Matti, Yliopp.
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.
Waldén, Olavi, Yliopp.
Valovirta, Veikko, Metsänhoit.
- Tempelik. 21, Helsinki
Kiskontie 9 A 14, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Kuusitie 9/47, Helsinki
Tunturik. 4, Helsinki
Jääkärik. 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
Ilmarink. 4 B, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Mecheling. 26 B 23, Helsingfors
Meritullink. 21 A, Helsinki
Universitetsg. 15 B 27, Åbo
Gyldenintie 8 A, Helsinki
Valborgsvägen 1 A, Helsingfors
Mannerheimintie 79 B 40, Helsinki
Virkkala
Fänrik Ståhlsg. 11 B 28, Helsingfors
Tallbergin Puistotie 5 A 10, Helsinki
Somero
Museig. 17 A 9, Helsingfors
Tehtaank. 1 A, Helsinki
Läntinen Kaivopuisto 2, Helsinki
Leppäsuonk. 7 B 612, Helsinki
Outokumpu
Et. Esplanaadink. 10 VI, Helsinki
Ojamon kaivos, Lohja
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Hallitusk. 3, Helsinki
Suomen Malmi Oy., Lohja
Aijala, Koski as.
Yliopiston geologian laitos, Snellmanink.
5, Helsinki
Kammiok. 5 D 29, Helsinki
Kammiok. 5 D 29, Helsinki
Kyrkog. 1 b, Helsingfors
Runebergink. 29 B 41, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki

Vanhala, Risto, Yliopp.
Vanninen, Mikko, Yliopp.
Varma, Arno, Fil. kand.
Wennervirta, Heikki, Yliopp.
Vesasalo, Arvo, Yliopp.
Wessman, Tor H., Fil. mag.
Viento, Aimo, Joht.
Wiik, Hugo Birger, Fil. mag.
Viluksela, Erkki, Yliopp.
Virkkala, Kalevi, Fil. toht.

von Volborth, A., Fil. kand.
Vuorjoki, Aarre, Fil. maist.
Vähätalo, Veikko, Fil. maist.
Väyrynen, Heikki, Prof.
Yletyinen, V., Yliopp.

Asematie 26—28, Puistola
Kauklahti
Outokumpu Oy, Koski as.
P. Roobertink. 4—6 35, Helsinki
Haapahuhta, Riihimäki
Lönnsrotsg. 40 B 21, Helsingfors
Mannerheimintie 55 a, Helsinki
Fredsg. 11 C 42, Helsingfors
Luotsik. 8 G, Helsinki
Geologinen tutkimuslaitos, Bulevardi 29,
Helsinki
Miinalantie, Leppävaara
Ilmarink. 4 B 45, Helsinki
Outokumpu Oy., Outokumpu
Tempelik. 13, Helsinki
Lahdentie, Vartiokylä, Helsinki

THE AXINITES FROM JOKIOINEN AND PETSAMO ¹

BY

AHTI SIMONEN AND H. B. WIIK

Geological Survey of Finland, Helsinki

ABSTRACT

Chemical and physical properties, and manner of occurrence of the axinites in Jokioinen and Petsamo are presented. These axinites represent, so far as known, the FeO-richest members of the axinite group. They are characterized by a content of MgO that is higher than that of MnO.

In the summer 1949 a new deposit of axinite was found by one of us (A. S.) and Mr. Heikki Wennervirta, Student of Geology, in the southern corner of the parish Jokioinen in southwestern Finland. The locality is situated on the western side of the main road going from the Somero church into Jokioinen (Fig. 1). The axinite of a brownish grey color with a slight violet nuance is the main mineral in a nearly vertical joint vein cutting sharply through a highly metamorphosed and recrystallized Archean amphibolite which contains predominantly basic plagioclase and hornblende. No remarkable alterations caused by the axinite vein have been observed in the country rock, except that at a distance of some mm from the contact the hornblende of the amphibolite is partly altered into a dark-colored tourmaline.

The axinite-bearing vein measures 10—15 cm in thickness and is exposed only for a length of 2 m. The marginal parts of the vein some millimeters thick consist usually of quartz whereas the wedge-shaped axinite grains occupy the central part of the vein in which only very few minute grains of quartz and calcite were observed as the latest products of crystallization. The largest axinite grains, measuring up to 1 cm in diameter, occur in the central part of the vein. The grain size of the mineral decreases toward the margins. Crystals suitable for angle measurement do not occur. The axinite vein has been brecciated by

¹ Received January 23, 1952.

tourmaline-quartz veins which are only some mm thick and contain at the boundaries fine-grained, dark-colored tourmaline ($\omega = 1.663$, $\varepsilon = 1.644$) bands, whereas the central parts of these veins contain mainly quartz and a few grains of calcite and pyrite.

The axinite was separated by means of a magnet and by Clerici solution from the other vein minerals. The purity of the material used for chemical analysis (Table I, Anal. 1) was tested under the microscope by means of a immersion liquid of approximately the same index of refraction as the mineral itself. No foreign grains were detected and the amount of inclusions present was very small, estimated to be less than 0.5 per cent. The refractive indices were determined by means of immersion method in sodium light at 20°C., and the axial angle was measured on the universal stage. The specific gravity was determined by the pycnometer. The physical properties of the Jokioinen axinite are

$$\begin{aligned} \alpha &= 1.677 \pm 0.002 \\ \beta &= 1.684 \pm 0.002 \\ \gamma &= 1.688 \pm 0.002 \\ 2V_{\alpha} &= 72^{\circ} \pm 2^{\circ} \\ \text{Sp. gr.} &= 3.28 \end{aligned}$$

Five independent determinations of the optical properties of the axinite, occurring in different parts of the vein, were made by one of us (A. S.) and by Mrs. Toini Mikkola, M. A. All determinations gave similar results varying within the limits given above. They show that the axinite from Jokioinen is very homogeneous throughout the vein.

With reference to the origin of the axinite in Jokioinen one must consider the plentiful occurrence of complex granite pegmatites in the vicinity of the vein (Fig.1). The description of the granite pegmatites given by Mäkinen (1913) shows that tourmaline is a characteristic constituent of the pegmatites. This suggests that boron in the axinite was derived from the liquors depositing the pegmatites. The assemblage axinite-quartz-calcite and the lack of feldspar indicate that the materials of the axinite vein crystallized during the late-magmatic hydrothermal processes subsequent to the crystallization of the granite pegmatites. Axinites from hydrothermal deposits were recently described from the Ural Mountains in Russia (Maslenikov, 1940) and from Kongsberg in Norway (Neumann, 1944).

Axinite seems to be a mineralogical curiosity in the pre-Cambrian rocks of Finland, because the deposit at Jokioinen is the only one so far found to exist. Axinite, however, occurs in the Petsamo area in the U. S. S. R. Väyrynen (1938, pp. 131—132) briefly described the manner of occurrence of this axinite. The axinite veins measuring up to 10 cm in thickness are found as sharp joint veins in the basic intrusive rocks of the area. They have caused no significant alteration of the country

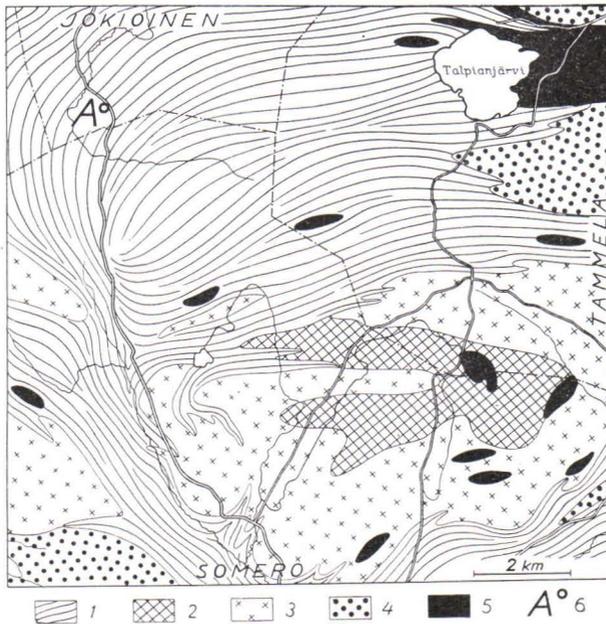


Fig. 1. Geology of the area around the axinite deposit of Jokioinen. 1, Svecofennian (early Archean) schists; 2, gabbro and diorite; 3, quartz diorite and granodiorite; 4, microcline granite; 5, granite pegmatite, tourmaline-bearing; 6, axinite deposit.

rock. Unfortunately, no chemical and physical data were presented by Väyrynen, and therefore we have investigated the physical and chemical properties of the mineral. Mr. J. N. Soikero collected, in 1928, the specimens used for the determinations from the northern slope of the Kaulatunturi hill. The axinite forms the main constituent of the veins, and only a few minute grains of calcite and quartz and small flakes of chlorite are found between the axinite grains. The assemblage, therefore, is very similar to that of Jokioinen. The purity of the material used for chemical analysis (Table I, Anal. 2) was not so high as in Anal. 1. The amount of inclusions present was estimated to be about 1 per cent. The physical properties of the Petsamo axinite, determined by means of the same methods as in the study of the Jokioinen axinite, are

$$\begin{aligned}
 \alpha &= 1.677 \pm 0.002 \\
 \beta &= 1.683 \pm 0.002 \\
 \gamma &= 1.687 \pm 0.002 \\
 2V_{\alpha} &= 73^{\circ} \pm 2^{\circ} \\
 \text{Sp. gr.} &= 3.28
 \end{aligned}$$

The determination of the optical properties was made independently by one of us (A. S.) and by Mrs. Toini Mikkola, M. A., and the results were very similar thereby showing that the Petsamo axinite is homogeneous.

Table I. Chemical composition of axinite from Jokioinen (1) and from Petsamo (2) (Analyst, H. B. Wiik)

Constituent	1		2	
	%	Mol. prop.	%	Mol. prop.
SiO ₂	42.95	7 151	42.65	7 101
TiO ₂	0.14	22	0.07	11
Al ₂ O ₃	17.69	1 735	18.39	1 804
Fe ₂ O ₃	0.24	15	0.54	34
FeO.....	9.36	1 303	9.56	1 331
MnO.....	0.69	97	0.75	106
MgO.....	1.59	394	1.19	295
CaO.....	19.69	3 511	21.41	3 818
Na ₂ O.....	0.33	53	0.22	36
K ₂ O.....	0.06	6	0.34	36
H ₂ O +.....	0.64	355	0.64	355
H ₂ O -.....	0.00	—	0.00	—
B ₂ O ₃	6.54	939	4.36	626
Total	99.97		100.12	

Chemically, the Jokioinen and Petsamo axinites are very similar and agree very well with Schaller's (1911) formula $\text{Ca}_2(\text{Fe, Mn, Mg})\text{Al}_2\text{BH}[\text{SiO}_4]_4$, which was proved to be correct by many later investigators. Peacock (1937) pointed out, by means of crystal-structure data of axinite ($a_0 = 7.151\text{\AA}$, $b_0 = 9.184\text{\AA}$, $c_0 = 8.935\text{\AA}$; $\alpha = 91^\circ 52'$, $\beta = 98^\circ 09'$, $\gamma = 77^\circ 19'$) that the formula of the unit cell of axinite is $\text{H}_2\text{B}_2\text{Al}_4\text{Ca}_4(\text{Mn, Fe})_2\text{Si}_8\text{O}_{32}$. Either Mn or Fe may preponderate, and usually small amounts of Mg are present. The greatest variations in the chemistry of the axinites, as found by various research workers, occur in the content of FeO, MnO and MgO, whereas the content of CaO, Al₂O₃, B₂O₃ and SiO₂ does not vary greatly. The variations in the chemical composition are caused mainly by the relative abundance of three isomorphous axinite end members ferroan axinite, manganoan axinite, and magnesian axinite (see Schaller, 1911; Beliakov, 1940). The published axinite analyses plotted in the [FeO]: [MnO]: [MgO] triangle diagram (Fig. 2) show that the chemical composition varies from ferroan axinites into pure manganoan axinites, whereas pure magnesian axinites do not exist. The magnesian component is, however, more abundant in the ferroan axinites than in the manganoan axinites; and in the FeO-richest axinites the magnesian component is sometimes more abundant than the manganoan component. The analyses of the axinites of Jokioinen and Petsamo are characterized by a remarkably high content of FeO. Moreover, the content of MgO is higher than that of MnO. Comparison with published axinite analyses (Fig. 2) shows that the axinites from Jokioinen and Petsamo are ferroan axinites and represent, so far as known, the FeO-richest members of the axinite group. Also among the partially analyzed axinites the present authors have found no minerals equally rich in FeO.

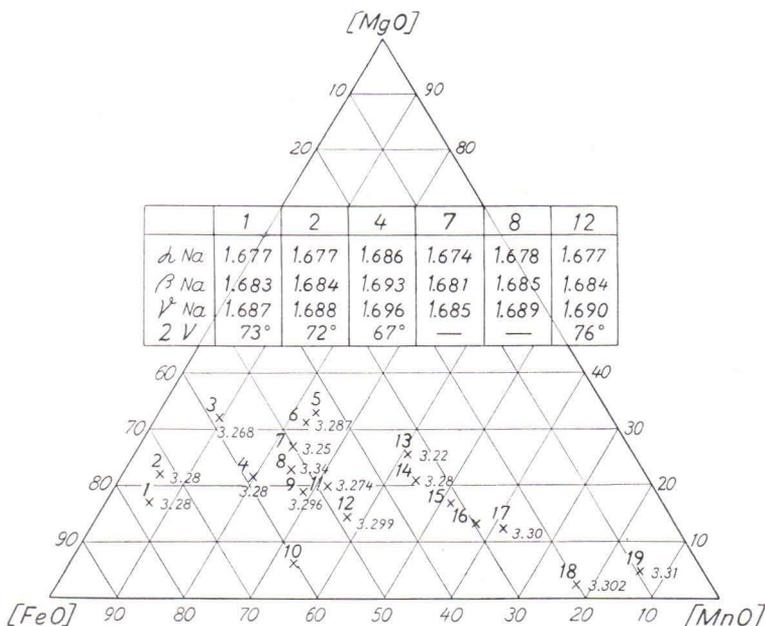


Fig. 2. The [FeO]: [MnO]: [MgO] triangle diagram of axinite with corresponding specific gravities and optical data. 1, Petsamo; 2, Jokioinen; 3, Bourg d'Oisans, Dauphiné, France (Jannasch and Locke, 1894); 4, Spittal a. d. Drau, Austria (Heritsch, 1933); 5—6, Bourg d'Oisans, Dauphiné, France (Ford, 1903); 7, Talbot Bay, Western Australia (Simpson, 1930); 8, Narodnaya, Ural, U. S. S. R. (Beliakov, 1940); 9, Nickel Plate Mountain, B. C., Canada (Poitevin, 1919); 10, San Diego, Calif., U. S. A. (Schaller, 1911); 11, Moneta Mine, Timmins, Ont., Canada (Walker and Parsons, 1925); 12, Kongsberg, Norway (Neumann, 1944); 13, Marmorata Township, Ont., Canada (Walker and Parsons, 1923); 14—16, Nordmarken, Sweden (Sjögren, 1895); 17, Dannemora, Sweden (Sjögren, 1895); 18, Obira, Japan (Ford, 1903); 19, Radautal, Harz, Germany (Fromme, 1909).

The physical properties of the analyzed axinites are presented in Fig. 2. Unfortunately, the greatest part of the published analyses is not accompanied by optical data, and therefore no reliable correlation between chemical composition and optical properties is possible. By their optical data the ferroan axinites, described in this paper, do not deviate from the axinites richer in MnO. The specific gravity of the analyzed ferroan axinites is lower than those of the purest manganous axinites. This is because the content of MgO, which affects the specific gravity of material, is higher in the ferroan axinites than in the purest representatives of the manganous axinites.

REFERENCES

- BELIAKOV, M. F. (1940) Axinite in the sub-polar Urals. *Mém. soc. russe minéral.* 69, p. 541.
- FORD, W. E. (1903) On the chemical composition of axinite. *Am. J. Sci.* 15, p. 195.
- FROMME, J. (1909) Chemisch-mineralogische Notizen aus dem Radautale. *Tschermaks mineralog. u. petrog. Mitt.* 28, S. 305.
- HERITSCH, H. (1933) Mineralien aus der Lieserschlucht bei Spittal a. d. Drau. *Z. Krist.* 86 A, S. 253.
- JANNASCH, P. und LOCKE, J. (1894) Über die chemische Zusammensetzung des Axinites von Bourg d'Oisans in der Dauphiné. *Z. anorg. Chem.* 6, S. 57.
- MASLENIKOV, V. A. (1940) Axinite from some hydrothermal deposits of the subarctic Urals. *Bull. Acad. Sci. U. R. S. S., Sér. Géol.* 6, p. 82.
- MÄKINEN, EERO (1913) Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. *Bull. Comm. géol. Finlande* 35.
- NEUMANN, HENRICH (1944) Silver deposits at Kongsberg. *Norg. Geol. Undersökelse* 162.
- PEACOCK, M. A. (1937) On the crystallography of axinite and the normal setting of triclinic crystals. *Am. Mineral.* 22, p. 588.
- POITEVIN, EUGEN (1919) Crystallography of some Canadian minerals. *Am. Mineral.* 4, p. 11.
- SCHALLER, WALDEMAR T. (1911) Mineralogical notes. Series I. *U. S. Geol. Survey Bull.* 490.
- SIMPSON, EDWARD S. (1930) Contributions to the mineralogy of Western Australia. *J. Roy. Soc. W. Australia* 16, p. 25.
- SJÖGREN, HJ. (1895) Preliminära meddelanden om några undersökningar på svenska mineral. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 17, s. 267.
- WALKER, T. L. and PARSONS, A. L. (1923) Notes on Canadian minerals. *Contribs. Can. Mineral.* 16, p. 29.
- (1925) Axinite from the Moneta Mine, Timmins, Ontario. *Contribs. Can. Mineral.* 20, p. 20.
- VÄYRYNEN, HEIKKI (1938) Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi—Kammikivitunturi in Petsamo. *Bull. Comm. géol. Finlande* 116.

A VARIETY OF MONTICELLITE FROM CRESTMORE,
CALIFORNIA ¹

BY

OLAVI KOUVO

Geological Survey of Finland, Helsinki ²

ABSTRACT

Chemical analyses and physical properties are given for two specimens of a mineral from Crestmore, Calif., U. S. A., closely resembling monticellite. The physical properties are virtually identical with those of pure monticellite, yet the analyses show a remarkable excess of lime over magnesia and, in addition, a content of about 2 or 4.5 % SO₃, respectively. X-ray powder diffraction patterns agree closely with that of an ordinary monticellite from Magnet Cove, Arkansas. The spacings thus calculated are in good agreement also with the data previously given by C. Burton Clark.

For the calorimetric measurement of heat of formation and high-temperature heat content of monticellite, two specimens of this mineral, both from Crestmore, Calif., U. S. A., were obtained through the courtesy of Dr. F. W. Foshag, of the U. S. National Museum. Because the calorimetric work to be carried out on a particular specimen necessarily requires an exact chemical and physical identification of the material, the author undertook that part of the work. In the course of the work, however, it became apparent that the two minerals labeled as »monticellite» deviated considerably from the ordinary monticellites and, accordingly, could not be used for calorimetric measurements. They apparently represent rather exceptional varieties of monticellite, previously unknown.

The two specimens were labeled as follows: Monticellite. Crestmore, Riverside Co., Calif. U. S. National Museum No. 96 552. (Referred to as specimen 1.) Monticellite in merwinite-monticellite-gehlenite rock. Crestmore, Calif. U. S. National Museum (no number). (Referred to as specimen 2.)

¹ Received January 30, 1952.

² Present address: Outokumpu Oy., Outokumpu.

The two minerals were separated from the rocks by centrifuging in Clerici solution of a suitable specific gravity. Specimen 2 was separated by Mr. K. J. Neuvonen, of the Geological Survey of Finland, and specimen 1 was separated by the author. The purity of the final material to be analyzed was tested under the microscope immersing the powder into a liquid of approximately the same index of refraction as the mineral itself to render the impurities easily detectable. In neither of the materials were any foreign grains detected. The amount of inclusions present was estimated to be less than 1—2 %.

Chemical analyses were made by the author. Optical properties were measured independently by the author and by Mrs. Toini Mikkola, M. A., of the Geological Survey of Finland. The refractive indices were determined by the immersion method, and the optic axial angle was determined with the universal stage. All optical data are given for sodium light at a temperature of 20°C. The specific gravity was measured by pycnometer, and the values obtained are corrected to a temperature of 20°C. and compared with water of 4°C. The chemical and physical data are given in Table I.

Table I. Chemical composition and physical properties of two monticellite-like minerals from Crestmore, California

Constituent	Specimen No. 1		Specimen No. 2	
	%	Mol. ratios	%	Mol. ratios
SiO ₂	33.34	0.5551	34.92	0.5814
TiO ₂	0.00	—	trace	—
Al ₂ O ₃	0.36	35	1.17	115
Fe ₂ O ₃	0.80	50	0.27	17
FeO	1.26	175	1.80	251
MnO	0.19	27	0.07	10
MgO	19.26	4 777	21.54	5 342
CaO	39.37	7 020	37.75	6 731
Alk.	0.23	—	0.16	—
P ₂ O ₅	trace	—	trace	—
SO ₃	4.57	571	1.91	239
H ₂ O+	0.30	167	0.17	94
H ₂ O—	0.03	—	0.02	—
Total	99.71	—	99.78	—
α	1.641	—	1.640	—
β	1.649	—	1.649	—
γ	1.655	—	1.654	—
2V(—)	78°	—	77°	—
s _{20°}	3.062	—	3.061	—
s _{4°}				

Spectrographic tests made by Mr. Niilo Lounamaa, of the Department of Chemistry, Institute of Technology, Helsinki, revealed only traces of Sr, Ba, and Pb. No Be, Cr, Ga, Ge, and Zn were found to be present.

The optical data presented in Table I agree very closely with those given by Ferguson and Merwin (1919) for artificial monticellite and with those given by Schaller (1935) for the pure natural mineral. The value 3.2 for the specific gravity of monticellite listed by Winchell and Winchell (1951) is probably a typographical error. The values given in literature generally are lower, ranging from about 3.02 to 3.10. The specific gravity of the two monticellite-like minerals lies within this range.

The analyses show that the molecular ratio of lime to magnesia is remarkably greater than the ratio 1 : 1 required by the ideal monticellite formula. Another feature, equally remarkable, is the relatively high content of SO_3 previously unknown in this mineral. The figures for SO_3 of the two analyses were tested independently by three mineral analysts (Mr. Tatu Mattila, of the Outokumpu Co., Mr. A. Heikkinen and Mr. K. J. Neuvonen, of the Geological Survey of Finland) and are, accordingly, to be regarded as certain.

The excess of CaO and the content of SO_3 raise immediately the question whether the two specimens are monticellite at all. Because no crystals suitable for single-crystal work were available, X-ray powder diffraction patterns were made at the Laboratory of Technical Physics, State Institute for Technical Research, Helsinki. For comparison, a monticellite from Magnet Cove, Arkansas, was photographed with the same X-ray apparatus. This monticellite, placed at the author's disposal by Mr. K. J. Neuvonen, was analyzed by him. According to the previously unpublished analysis given in Table II the mineral contains no sulfur and has no excess of CaO . Its composition is that of an ordinary monticellite.

Table II. Chemical composition of monticellite from Magnet Cove, Arkansas

SiO_2	35.96
TiO_2	0.00
Al_2O_3	0.00
Fe_2O_3	1.70
FeO	4.92
MnO	1.17
MgO	21.36
CaO	34.31
$\text{H}_2\text{O}+$	0.68
$\text{H}_2\text{O}-$	0.00
Total	100.10

The powder diffraction photographs were exposed in unfiltered cobalt K-radiation. The lines caused by the weak β -radiation were left out of consideration. Table III gives the interplanar spacings and estimated relative intensities of the lines.

Table III. Powder diffraction data for two monticellite-like minerals from Crestmore, California, and for monticellite from Magnet Cove, Arkansas

d, interplanar spacings in Ångström units; I/I₁, estimated relative intensity; s, strong; m, medium; w, weak; v, very; 1, specimen 1; 2, specimen 2; 3, monticellite from Magnet Cove, Arkansas.

hkl	1.		2.		3.		hkl	1.		2.		3.	
	d	I/I ₁	d	I/I ₁	d	I/I ₁		d	I/I ₁	d	I/I ₁	d	I/I ₁
020	5.4	vw	5.4	vw	5.4	mw	—	1.670	mw	1.668	mw	1.671	m
021	4.09	m	4.06	mw	4.08	m	004	1.585	vs	1.583	vs	1.586	vs
101	3.91	mw	3.91	vw	3.92	w	024	1.567	w	1.566	vw	1.569	w
120	3.55	m	3.54	mw	3.50	ms	—	1.529	vw	1.533	vw	1.534	vw
002	3.17	mw	3.16	mw	3.17	mw	170	1.493	ms	1.493	ms	1.493	ms
130	2.98	vw	2.97	vw	2.99	vw	080	1.394	w	1.393	w	1.393	w
—	2.89	ms	2.87	m	2.88	ms	044	1.380	mw	1.379	mw	1.381	mw
040	2.74	mw	—	vw	2.76	w	—	1.352	w	1.351	w	1.353	w
022	2.70	mw	—	vw	2.71	w	180	1.322	w	1.323	w	1.323	w
131	2.62	s	2.62	s	2.62	s	303	1.266	mw	1.266	mw	1.266	mw
112	2.55	m	2.54	m	2.54	ms	025	1.240	vw	1.241	vw	1.239	vw
041	2.50	m	2.50	m	2.50	m	400	1.201	s	1.200	s	1.201	s
200	2.36	m	2.36	m	2.37	ms	—	?	mw	?	mw	1.198	mw
140	2.32	vw	2.32	vw	2.32	vw	045	1.165	vw	1.166	vw	1.165	w
042	2.18	vw	2.18	vw	2.19	vw	—	1.124	w	1.124	w	1.125	w
023	1.987	mw	1.982	w	1.989	mw	—	1.115	mw	1.115	mw	1.114	mw
202	1.894	mw	1.894	w	1.899	mw	0.10.0	1.105	vw	1.106	vw	1.105	vw
060	1.831	vw	1.829	vw	1.845	vw	—	1.100	vw	1.100	vw	1.102	vw
240	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
222	1.798	vs	1.796	s	1.800	vs	—	1.090	s	1.090	s	1.091	s
—	1.759	mw	1.758	w	1.759	m	1.10.0	1.080	vw	1.079	vw	1.079	vw
—	1.730	mw	1.728	w	1.730	m	006	1.058	vw	1.059	vw	1.058	vw
160	1.707	mw	1.705	mw	1.708	m	026	1.044	ms	1.044	ms	1.044	ms
043	1.688	mw	1.686	mw	1.688	m	—	—	—	—	—	—	—

The spacings were assigned indices (hkl) using the unit-cell dimensions given by Brown and West (1928). Table III shows that the spacings of specimens 1 and 2 agree very closely with each other and with those of monticellite from Magnet Cove and also with the spacings given for monticellite by Clark (1946). The space group of the two monticellite-like minerals investigated seems to be the same as that of ordinary monticellite, viz. Pbnm (V_h^{16}).

Because a more comprehensive crystal-structure investigation of the mineral from Crestmore by single-crystal methods was not made, the structural role of sulfur and the CaO excess remain unsolved. These chemical features are not caused by contamination of the analyzed material, but are related to the structure of the mineral itself. So far, the mineral must be regarded as a variety of monticellite. It is hoped that investigators studying monticellite pay attention to the possibility that their material might show the chemical peculiarities mentioned. Whether or not these peculiarities in composition are common among monticellites from different localities will probably be revealed by future investigations.

In the course of this investigation the facilities of the Geochemical Laboratory at the Institute of Geology, University of Helsinki, were placed at the writer's disposal through the kindness of Professor Th. G. Sahama. The chemical analyses were checked partly also by Mr. H. B. Wiik and Mr. Matti Tavela, of the Geological Survey of Finland. The author wishes to express his gratitude to all the chemists concerned. Thanks are also due to Dr. F. W. Foshag for the specimens investigated, to Mrs. Toini Mikkola for assistance in the optical determinations, and to Mr. K. J. Neuvonen for placing the monticellite from Magnet Cove at the author's disposal and for continuous advice during the work.

REFERENCES

- BROWN, G. B. and WEST, J. (1928) The structure of monticellite ($MgCaSiO_4$). *Z. Krist.* 66, p. 154.
- CLARK, C. BURTON (1946) X-ray diffraction data for compounds in system $CaO-MgO-SiO_2$. *J. Am. Ceram. Soc.* 29, No. 1, p. 25.
- SCHALLER, WALDEMAR T. (1935) Monticellite from San Bernardino County, California, and the monticellite series. *Am. Mineral.* 20, p. 815.
- WINCHELL, ALEXANDER N. and WINCHELL, HORACE (1951) Elements of optical mineralogy, Fourth Edition, Part II, Description of minerals. John Wiley & Sons, Inc., New York.

ISOTOPE GEOLOGY OF SULFUR ¹

BY

KALERVO RANKAMA

Institute of Geology, University of Helsinki

ABSTRACT

A review is given of published data dealing with the natural history of the sulfur isotopes. Geological and geochemical conclusions are presented with some suggestions regarding work still to be done.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	13
STABLE ISOTOPES OF SULFUR	14
SULFUR ISOTOPES IN METEORITES	15
SULFUR ISOTOPES IN THE HYDROSPHERE	16
ISOTOPIC CONSTITUTION OF NATIVE SULFUR	17
SULFUR ISOTOPES IN SULFIDE MINERALS	20
SULFUR ISOTOPES IN SULFATE MINERALS OF SEDIMENTARY ORIGIN ..	21
ISOTOPIC CONSTITUTION OF SULFUR IN BIOGENIC MATTER	22
CYCLE OF SULFUR ISOTOPES	24
REFERENCES	25

INTRODUCTION

An ever-increasing amount of research is being carried out in the field of isotope geology. Apart from the naturally radioactive nuclides, stable nuclides of many of the lighter elements have been investigated with reference to the possibility of their fractionation in Nature. In some instances, fractionation may be predicted from the results of theoretical investigations and of previous laboratory work, while in other cases the fractionation is established on the basis of actual trial-and-error investigations dealing with samples derived from the uppermost geospheres. At

¹ Received December 15, 1951.

present, the existence of natural fractionation of the isotopes is an established fact up to the mass range 70—80. Variations to the extent of 0.7 % for the $^{76}\text{Ge}/^{70}\text{Ge}$ ratio in the natural abundance of the germanium isotopes have been reported (Graham, Macnamara, Crocker, and MacFarlane, 1951).

Sulfur is one of the elements investigated during the past few years. In fact, the first papers dealing with the isotope geology of sulfur were published only in 1949. Notable results were produced in Canada by a group of research workers and in France and U. S. S. R. It is the purpose of this paper to review the natural history of the sulfur isotopes and present some conclusions pertinent to geology and geochemistry, based on published data.

STABLE ISOTOPES OF SULFUR

Sulfur has four stable isotopes, viz. ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , and ^{36}S . Their relative abundance percentages are given in Table 1, according to the values reported by Hibbs (1950). Because it is known that marked variations exist in the isotopic constitution of terrestrial sulfur, the abundance numbers such as these must be considered to indicate only the apparent, or conventional, abundance of the isotopes. The geological, or true, abundance, on the other hand, indicates the isotopic composition of elements in specimens with known case histories.

Table 1. Conventional abundance of sulfur isotopes

Isotope	Abundance in terrestrial sulfur, %	Abundance in sulfur from the troilite phase of meteorites, %
^{32}S	95.00	95.018
^{33}S	0.74	0.750
^{34}S	4.24	4.215
^{36}S	0.017	0.017

Table 1 also shows the average abundance percentages of the sulfur isotopes in the sulfide phase of the meteorites (Macnamara and Thode, 1950). A difference in isotopic constitution between terrestrial and meteoritic sulfur is indicated.

Both theoretical and experimental evidence shows that there exist variations in the terrestrial abundance of the sulfur isotopes, caused by fractionation in geological and biological processes. Differences in the physical and chemical properties of the molecules containing sulfur isotopes cause fractionation both in unidirectional and in equilibrium processes. Any nuclear process would be specific for one isotope only. Thode, Macnamara, and Collins (1949) reported the following maximum variations in the isotopic ratios: 2.5 % in $^{32}\text{S}/^{33}\text{S}$, 5 % in $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$, and

10 % in $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$, depending on the origin of the sample. Even though there exist four stable sulfur isotopes, only the changes in the ratio of the two abundant isotopes, ^{32}S and ^{34}S , are usually recorded.

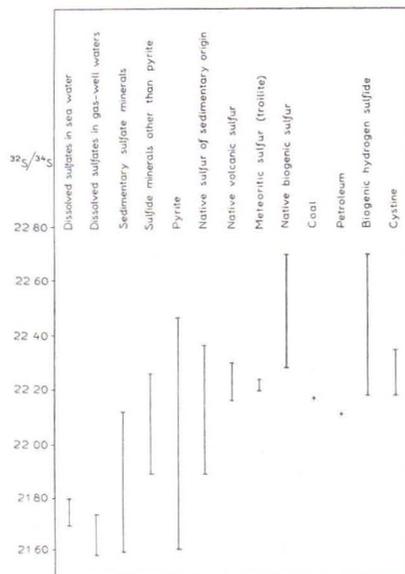


Figure 1. Variation of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in Nature.

All the data so far obtained showing the isotopic constitution of natural sulfur and its variations are presented in Tables 2—6. The ranges in the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio for the various groups of material analyzed are compiled in Figure 1.

The variations in the isotopic constitution of sulfur are great enough to have been observed by the Commission on Atomic Weights of the International Union of Pure and Applied Chemistry. The Commission recommended that a range of ± 0.003 be attached to 32.066, the official value of the atomic weight of sulfur¹.

SULFUR ISOTOPES IN METEORITES

Trofimov (1949) and Macnamara and Thode (1950) investigated the isotopic constitution of sulfur in meteorites. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios calculated from Trofimov's data and those given by the Canadian scientists are presented in Table 2. The values refer to sulfur in troilite extracted from the meteorites. Even though the two data groups are not directly comparable with reference to the accuracy of the measurements, it

¹ Chem. Eng. News 29, p. 4077. 1951.

Table 2. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in the troilite phase of meteorites

Source of troilite	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	Reference ¹
Siderite, Cañon Diablo, N. M., U. S. A.	22.21—22.22	2
Siderite, Waterville	22.20	2
Siderite, Duchesne, Duchesne Co., Utah, U. S. A.	22.23—22.24	2
Siderite, El Toba, Argentine	22.22	2
Siderite, Avgustinovka	21.93	1
Siderite, Sikhote-Alin	22.03	1
Siderolite, Brenham, Kiova Co., Kan., U. S. A.	22.23	2
Aerolite, »Beenham», Union Co., N. M., U. S. A.	22.20	2
Aerolite, Saratov, U. S. S. R.	22.08	1
Aerolite, Grossliebenthal	21.93	1

appears that the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in the troilite phase remains constant within the limits of experimental error. Macnamara and Thode concluded that the average ratio in troilite coincides approximately with the average found for terrestrial sulfur, and they suggested that the original isotopic constitution of terrestrial sulfur was the same as that found for meteoritic sulfur. Biological and geological fractionation in the uppermost geospheres later spread out the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios above and below the starting value, whereas meteoritic sulfur was not subjected to similar fractionation processes. These conclusions, however, would partly appear to be premature, inasmuch as they are based only on evidence obtained from the troilite phase. So far, nothing is known of the isotopic constitution of sulfur in oldhamite, $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{S}$, and in daubréelite, FeCr_2S_4 , and no attempt has been made to separate and study sulfate sulfur from stony meteorites. It might well be possible that also meteoritic sulfur will present evidence of some isotope fractionation, after all.

SULFUR ISOTOPES IN THE HYDROSPHERE

The data indicating the variations in the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in sea-water sulfates are presented in Table 3. If the values are compared with those obtained for the other groups of materials studied, it appears that the dissolved sulfates in the ocean are enriched in ^{34}S just as are the sulfate minerals of sedimentary origin. Szabo, Tudge, Macnamara, and Thode (1950) called attention to the remarkable constancy of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in ocean water pointing out, however, that there is some significant difference between the Pacific, the Atlantic, and the Arctic (see also Tudge and Thode, 1950). It is, indeed, difficult to connect this difference with geological and oceanographic phenomena until more data have been collected. The Canadian group also felt that the large reservoir of sulfur in the sea might provide a base level from which to reckon the isotopic constitution of sulfur in other sources. Considering the age of the marine

¹ Sources used: (1) Trofimov, 1949; (2) Macnamara and Thode, 1950.

gypsum deposits of Ontario (see Table 6), Tudge and Thode (1950) concluded that the similarity between the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios in these deposits and in the ocean water indicates that the isotopic constitution of sulfur in the sea has remained constant for the last 350 million years. One might remember that, in fact, sulfur is the fourth most abundant element in sea water and that its supply therein is so vast that fractionation processes are unable to produce measurable changes in the overall $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio during, geologically speaking, short periods of time.

Table 3. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in sulfates from sea water

Locality of sample	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	Reference ¹
Greenland Sea	21.74	1
Resolute Bay, Cornwallis Island, Arctic Ocean	21.73	3
Halifax Harbor, Atlantic Ocean	21.70	3
Straits of Juan de Fuca, Victoria, B. C., Canada, Pacific Ocean	21.78	3
Pacific Naval Laboratory No. 27, Depth 200 yd., Pacific Ocean	21.80	3

Table 7 contains data showing the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios in sulfates dissolved in well waters from a natural-gas area in southern Ontario, Canada. Thode, Macnamara, and Collins (1949) remarked that also in these sulfates the content of ^{34}S is high and the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio is low. Figure 1 shows that the range of this group coincides with the range of the sea-water sulfates and that of the sulfate minerals of sedimentary origin. Therefore, considering what is known about the geology of the oil and gas deposits, it would seem to be logical to assume that the gas-well brines investigated are mixed with connate waters or with solutions that have percolated sulfate mineral beds in the sedimentary-rock series.

ISOTOPIC CONSTITUTION OF NATIVE SULFUR

Data showing the variations in the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio of native sulfur are presented in Table 4. The specimens analyzed may be divided into those of genuine volcanic, sedimentary, and biogenic origin. The discrepancy in the ratio of sulfur from Guadeloupe is caused by the fact that two mass spectrometers were used for the measurement (Noetzlin, 1951). The ratio for the specimen from the Klyuchevsky Volcano is not comparable with the other ratios.

Considering the composition of volcanic sulfur Noetzlin (1951) emphasized the constancy of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in sulfur from various parts of the world. He also remarked that the range in the ratio agrees rather closely with that of meteoritic troilite and suggested that the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$

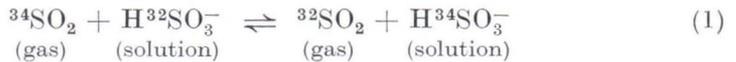
¹ In the compilation of this and the following tables, the sources used were: (1) Trofimov, 1949; (2) Thode and others, 1949; (3) Szabo and others, 1950; (4) Noetzlin, 1951; (5) Noetzlin, personal communication, 1951.

ratios for volcanic sulfur indicate the constitution of the element in the deeper parts of the Earth and, perhaps, also the original composition of terrestrial sulfur.

Table 4. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in native sulfur

Material analyzed	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	Reference
Volcanic sulfur		
Klyuchevsky Volcano, Kamchatka, U. S. S. R.	21.93	1
Grande Soufrière Crater, Guadeloupe, W. Indies	22.10, 22.16, 22.18	4
Nagusi Valley, Vanna Lava Island, New Hebrides	22.30	4
Portes de l'Enfer, Pozzuoli, Italy	22.30	4
Italy	22.070	2
Sulfur of sedimentary origin		
Sicily	21.89	4
Agrigento, Sicily	22.06	4
Sicily	22.030	2
Gulf of Mexico coast, U. S. A.	22.290	2
Gulf of Mexico coast, U. S. A.	22.370	2
Biogenic sulfur		
Dorchester, Ont., Canada	22.705	2
Tillsonburg, Ont., Canada	22.285	2
Sulfur of unknown origin		
Copper Cliff mine, Ont., Canada	22.230	2
Locality I (unknown)	21.860	2
Source not given	22.660	2
Source not given	21.925	2

Cook (1943) suggested that the exchange reaction



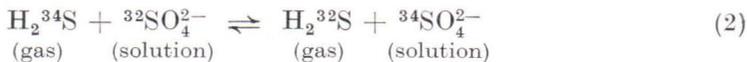
which has an experimentally found equilibrium constant $K = 1.019$ at 25°C . (Thode, Graham, and Ziegler, 1945) might take place in volcanoes. This equilibrium favors ^{34}S in the hydrosulfite solution. Cook found it difficult, however, to visualize how the separation thereby produced could be cumulative enough to produce measurable fractionation of the sulfur isotopes. It appears that even though fractionation by this reaction is possible there is no evidence to show that the process actually is operative in Nature. According to Figure 1, native volcanic sulfur occupies an intermediate position between biogenic sulfur and inorganic sulfur in general. It also completely covers the range of troilite sulfur from meteorites.

The sulfur deposits on the coast of the Gulf of Mexico in the U. S. and those in Sicily in Italy are believed to have formed by bacterial reduction of sulfates. Their sulfur is comparatively low in ^{34}S . Therefore, it appears that the activity of sulfur bacteria may produce a more or

less thoroughgoing fractionation of sulfur isotopes. According to Tudge and Thode (1950), the Gulf coast deposits contain 3 % less ^{34}S than do the sulfates dissolved in sea water, which compares with a theoretical value of 8 %, if the bacterial reduction took place under equilibrium conditions. They felt, however, that a mechanism establishing isotopic equilibrium between H_2S and SO_4^{2-} is difficult to visualize and should incorporate simultaneous oxidation of the hydrogen sulfide and reduction of the sulfates. A possible process would be one based on two simultaneous phases of bacterial activity: the anaerobic sulfate-reducing bacteria reduce sulfates to sulfides and to hydrogen sulfide and the autotrophic bacteria oxidize sulfides and hydrogen sulfide to sulfates. Thereby a cyclic exchange would be produced. However, it would seem that in the case of bacterial activity it is not actually necessary to assume the existence of equilibrium processes.

In general, the range of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in native sulfur of sedimentary origin overlaps completely the range of volcanic sulfur and partly those of native biogenic sulfur and of biogenic hydrogen sulfide.

The two sulfur specimens from Ontario representing recent biogenic sulfur are formed by atmospheric oxidation of biogenic hydrogen sulfide contained in well waters in a natural-gas area. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios are similar for hydrogen sulfide and the corresponding precipitated sulfur samples but differ pronouncedly from those of the sulfates (see Table 7). These differences were discussed by the Canadian group (Thode, 1949; Thode and others, 1949; Tudge and Thode, 1950; Szabo and others, 1950). They explained the enrichment of ^{34}S in the dissolved sulfates by means of the exchange reaction



for which the equilibrium constant at 25°C. is $K = 1.074$. The similarity of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in hydrogen sulfide and sulfur may be predicted from the equilibrium reaction



for which the calculated equilibrium constant at 25°C. is $K = 1.000$.

The investigations quoted above suggest a pronounced fractionation, of opposite sign, of the sulfur isotopes in native sulfur of inorganic and of organic origin. Among the samples of unknown parentage, listed in Table 4, that from the Copper Cliff mine may lie in the igneous range of may have formed by the oxidation of pyrite. The third sample should be of biogenic origin, whereas the second and the fourth ones may well be of sedimentary origin or were made by roasting from sulfide minerals.

SULFUR ISOTOPES IN SULFIDE MINERALS

The information available to date on the variation of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in sulfide minerals is presented in Table 5. The analyses were made mostly on pyrites of varying age and temperature of deposition from a considerable number of localities all over the world. As stated by Thode, Macnamara, and Collins (1949), there is no age effect, i. e., the isotopic constitution of sulfur in pyrite is independent of the geological age of the mineral. Moreover, as the various localities go, there is little if any correlation between the crystallization temperature and isotopic constitution. On the other hand, the samples from Gilman, Colorado and Zalatna, Rumania show clearly enough that the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio depends on the temperature of crystallization within a given deposit. In the specimens

Table 5. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in sulfide minerals

Mineral	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	Reference
Pyrite	21.93	1
Pyrite, Milton, Vt., U. S. A.	22.120	2
Pyrite (in chlorite), Chester, Vt., U. S. A.	22.000	2
Pyrite (in chlorite), Rhode Island, U. S. A.	22.345	2
Pyrite (with fluorite and calcite), Tilly Foster mine, Brewster, N. Y., U. S. A.	22.465	2
Pyrite, Franklin Furnace, N. J., U. S. A.	21.610	2
Pyrite, Joplin, Mo., U. S. A.	22.070	2
Pyrite, Dubuque, Iowa, U. S. A.	22.465	2
Pyrite (with chalcopyrite and calcite), Gilman, Colo., U. S. A. (fine crystals)	22.155	2
Pyrite (with chalcopyrite and calcite), Gilman, Colo., U. S. A. (coarse crystals)	22.220	2
Pyrite (with scheelite), Mill City, Nev., U. S. A.	22.275	2
Pyrite, Park City, Utah, U. S. A.	22.120	2
Pyrite (with bornite), Magdalena, N. M., U. S. A.	22.200	2
Pyrite, Echo Twp., Ont., Canada	22.235	2
Pyrite, Madoc, Ont., Canada	22.165	2
Pyrite, Lanark Co., Ont., Canada	22.010	2
Pyrite, Gellivara, Sweden	22.010	2
Pyrite (in schist), Freiberg, Saxony, Germany	22.200	2
Pyrite, Chizeuil, France	22.27	5
Pyrite, Tirol, Austria	22.235	2
Pyrite (with magnetite), Dognaska, Hungary	22.275	2
Pyrite, Larga mine, Zalatna, Rumania (fine crystals) ...	22.155	2
Pyrite, Larga mine, Zalatna, Rumania (coarse crystals) ..	22.225	2
Pyrite, Kisbanya, Rumania	22.355	2
Pyrite (with enargite), Cerro de Pasco, Peru	22.120	2
Chalcopyrite, Gilman, Colo., U. S. A.	22.261	2
Galena (PbS)	~22.07	2
Cinnabar (HgS)	~21.98	2
Sphalerite (?) (ZnS)	~21.89	2

analyzed, the fine-grained pyrite in the center was deposited at a temperature of 235°C. and 210°C. for the Gilman and Zalatna specimens, respectively. It is surrounded by coarse-grained pyrite for which the corresponding temperatures are 185°C. and 135°C. This means that the mineralizing solutions tend to deposit their ^{34}S first, becoming relatively

enriched in ^{32}S with decreasing temperature. Thode and his associates felt that variations in the crystallization temperature may account for many small variations in the isotopic composition of sulfur, while the great variations are caused by other isotopic fractionation processes, probably by chemical ones. Also in the pyrite from Sayerville, N. J., there was a difference (of 3 % in the content of ^{34}S) in the isotopic composition of sulfur between the fine-grained concretion and the surrounding coarse-grained material.

The pyrite specimen from Franklin Furnace, N. J., has an exceptionally low $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio. Thode and his associates explained this by suggesting that the mineral was formed by deposition from iron-bearing sulfate solutions. The temperature of deposition of this pyrite as measured was 105°C . This probably means that the pyrite belongs to a late phase of mineralization, an interpretation favoring the above suggestion.

The data on the isotopic constitution of sulfur in other sulfide minerals is still very scanty. The range of their $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio falls within the range for pyrite. The ratio for the chalcopyrite associated with pyrite and calcite from Gilman, Colorado is still higher than the ratio of the low-temperature pyrite thereby, perhaps, indicating a still lower temperature of formation of the chalcopyrite.

The range of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in pyrite is greater than in any other group of materials so far investigated. It covers or overlaps several groups of genetically different materials. This is in accord with geological evidence regarding the manner of formation of pyrite. Thus, e. g., Figure 1 shows that there are pyrites containing sulfur with a $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ range in the sulfate, volcanic, and biogenic ranges. This observation may prove useful for deciphering the origin of pyrite, e. g., in metamorphic rocks or in a geologically well-defined unit, but so far the data is too scanty to lead to a clear-cut and unequivocal explanation.

The conclusion also follows that the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in sulfide deposits of igneous origin may be used to study the paragenetic relationships between the sulfide minerals.

SULFUR ISOTOPES IN SULFATE MINERALS OF SEDIMENTARY ORIGIN

The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios for gypsum and anhydrite are given in Table 6. The data shows that the heavy isotope concentrates rather strongly in sedimentary sulfates, and therefore the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio is rather low, even though the range is wider than for the sulfates dissolved in sea water, and covers much of the pyrite range. The geological explanation of this feature is that the sulfur in gypsum and anhydrite may, at least partly, also derive from sulfide minerals during their oxidation. Thus, e. g., the oxidation of pyrite produces free sulfuric acid which forms calcium

sulfate in the presence of soluble calcium salts or limestone beds. Oxidation of sedimentary and volcanic sulfur may also contribute and, finally, admixture of sulfate anion derived from biogenic sulfur will increase the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in precipitated sulfate minerals.

Table 6. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in sulfate minerals of sedimentary origin

Mineral	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	Reference
Anhydrite, Berchtesgaden, Bavaria, Germany	22.120	2
Gypsum, Lockport, N. Y., U. S. A.	21.690	2
Gypsum, Crystal Falls, Mich., U. S. A.	21.595	2
Gypsum, Parrsboro, N. S., Canada	22.015	2
Gypsum, Caledonia, Ont., Canada	22.035	2
Gypsum, Cayuga, Ont., Canada	21.845	2
Gypsum, Mt. Healy, Ont., Canada	21.785	2

In Thode's (1949; Thode and others, 1949) belief, reaction (1) is the cause of the concentration of ^{34}S in natural sulfates providing the sulfites are eventually oxidized to sulfates. This agrees with theoretical calculations showing that, in chemical exchange processes, ^{34}S and ^{36}S generally would be favored in compounds in which sulfur is in the higher valence states, in the following order: S^{2-} , SO_2 , SO_3^{2-} , SO_4^{2-} . In addition, Tudge and Thode (1950) found that the concentration of ^{34}S in sulfates and its general depletion in hydrogen sulfide may be predicted qualitatively from the calculated partition function ratios.

ISOTOPIC CONSTITUTION OF SULFUR IN BIOGENIC MATTER

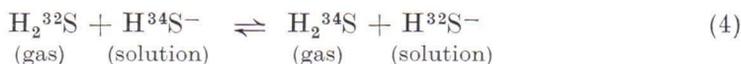
Data is presented in Table 7 showing the variation of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in materials of biogenic origin. The relatively low ratio in the single coal specimen analyzed is probably caused by the common admixture of sulfide minerals, such as pyrite and marcasite, in coal seams; the value lies well within the sulfide ranges. In petroleum, the value is similarly well below the organic range, but isotope fractionation may have occurred during the cracking process in which the analyzed sample was produced. Another explanation is the admixture of enough sulfate sulfur from the brines or cap-rock sulfate to decrease the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio of the organic constituents of petroleum.

Thode and his co-workers (1949) analyzed a series of hydrogen sulfide samples from well waters found in a natural-gas area in Ontario, Canada. It is likely that both hydrogen sulfide and natural gas are biogenic in origin. The highest $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio was found in hydrogen sulfide from the two shallow wells (Dorchester and Port Ryerse). This was explained by assuming some fractionation by diffusion during the seeping of the hydrogen sulfide gas through the rock strata and fissures. Moreover,

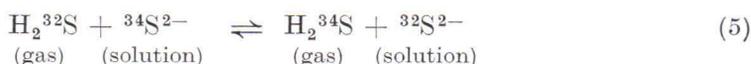
Thode and his associates believed that fractionation could also result from the following two exchange reactions:

Table 7. The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in materials of biogenic origin

Material analyzed	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	Reference
Bioliths		
Coal (H_2S in distillation residue), West Virginia, U. S. A. . .	~22.17	2
Petroleum (H_2S in cracking gas of 2nd distillate), Venezuela	~22.11	2
Hydrogen sulfide in well waters from a natural-gas area		
Dorchester, Ont., Canada (150 ft. well)	22.705	2
Tillsonburg, Ont., Canada	22.180	2
Port Ryerse, Ont., Canada	22.400	2
Port Ryerse, Ont., Canada (270 ft. well)	22.415	2
Port Stanley, Ont., Canada (300 ft. well)	22.215	2
Dundas, Ont., Canada	22.610	2
Dissolved sulfates in well waters from a natural-gas area		
Dorchester, Ont., Canada	21.735	2
Tillsonburg, Ont., Canada	21.715	2
Port Ryerse, Ont., Canada	21.650	2
Port Stanley, Ont., Canada	21.585	2
Cystine		
Commercial sample (Eastman Kodak Co.)	22.32	3
From human hair, range of 6 samples	22.18—22.35	3
Hydrogen sulfide from eggs	22.27	3



with $K = 1.006$ at 25°C ., and



with $K = 1.013$ at 25°C . (Tudge and Thode, 1950).

However, in these reactions the heavy isotope will be favored in the gas phase, that is, hydrogen sulfide bubbling through sulfide-bearing solutions would become enriched in ^{34}S , with a corresponding low $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio, while the dissolved hydrosulfides and sulfides would be depleted in ^{34}S .

Szabo and others (1950) discussed the reduction of sulfate into hydrogen sulfide, perhaps by the action of anaerobic sulfur bacteria, and suggested that fractionation of the isotopes of sulfur takes place in this process, favoring ^{34}S and ^{36}S in the sulfate ion. Theoretical calculations indicated that if the conversion is a unidirectional process, the concentration factor will be about 1.088 whereas, under equilibrium conditions, it will be 1.072. Szabo's group also suggested that fractionation may occur when certain aerobic bacteria produce sulfur and sulfate from organic matter and from hydrogen sulfide.

The hydrogen sulfide developed in the putrefaction of sulfoproteins falls into the range of the other biogenic hydrogen sulfides.

The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios in cystine also lie in the group of biogenic sulfur. Szabo and others (1950) suggested that some fractionation of sulfur isotopes takes place in photosynthesis because sulfur-bearing compounds are synthesized in plants utilizing soil sulfates as their source of sulfur.

CYCLE OF SULFUR ISOTOPES

The results discussed in the previous sections afford ample proof of the fractionation of sulfur isotopes in Nature. The general trend is toward the concentration of ^{34}S (and of ^{36}S) in inorganic processes and toward the enrichment of ^{32}S in biological processes. Consequently, the case is similar to that of the natural fractionation of the carbon isotopes (Rankama, 1948). The processes discussed previously may be repeated numerous times and sulfur may be subjected, during the course of geological time, to several processes working in the same or opposite directions. Consequently, the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratios in each group are spread out over a considerable range, and it is beyond the point to calculate any average isotopic composition for sulfur of various origin.

It appears that the isotope geology of sulfur is still known very inadequately. Thus, nothing is known of the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in early magmatic sulfides, in sulfide minerals of common igneous rocks, in rockmaking silicate minerals containing sulfide and sulfate anions, and in hydrogen sulfide present in volcanic emanations and in thermal waters. The range of volcanic sulfur should be checked by means of analysis of materials free of contamination by sedimentary sulfur or sea-water sulfates. The isotopic constitution of sulfur should also be determined in the accessory sulfide minerals of old subsilicic rocks, such as basalts, and in sulfide-ore bodies with well-known case histories. The fractionation possibilities during the metamorphism of rocks are also virtually unknown.

Figure 1 gives pertinent information regarding the $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ranges of inorganic and organic terrestrial sulfur. The upper limit for volcanic sulfur may be placed at 22.30 and the lower limit for organic sulfur at 22.18 which is the lowermost ratio reported for cystine and for biogenic hydrogen sulfide. Because the samples of native volcanic sulfur probably are safe enough with reference to their possible contamination by biogenic sulfur, the overlapping may be explained by considering the fact that sometimes sulfates with a very low $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio may serve as the sulfur source for organisms. Therefore, the degree of fractionation attributable to biological processes depends on the original isotopic constitution of sulfur in the source material.

At the time of this writing, it seems to be safe to conclude, at least tentatively, that sulfur with a $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ ratio in excess of 22.30 is biogenic whereas sulfur with a ratio less than 22.18 is of inorganic origin.

So far, no definite conclusions can be drawn regarding the original isotopic constitution of terrestrial sulfur because of the lack of data for igneous sulfur in the sulfur cycle. Rankama (1948) assumed that for carbon the original isotopic composition corresponds to the range found in the meteorites. A similar suggestion was made by Macnamara and Thode (1950) with reference to sulfur, but the lack of data of the isotopic constitution of sulfur in the sulfide constituents of meteorites other than troilite and of igneous sulfur renders it impossible to take a stand for or against the hypothesis at this time.

REFERENCES

- COOK, KENNETH L. (1943) The relative abundance of isotopes of potassium in Pacific kelps and in rocks of different geologic age. *Phys. Rev.* 64, p. 278.
- GRAHAM, R. P., MACNAMARA, J., CROCKER, I. H., and MACFARLANE, R. B. (1951) The isotopic constitution of germanium. *Canadian J. Chem.* 29, p. 89.
- HIBBS, R. F. (1950) Report Y-604, Y-12 Plant, Carbide and Carbon Chemicals Corporation. Cited in Supplement 1 to National Bureau of Standards Circular 499 (Nuclear Data). Washington, D. C. 1951.
- MACNAMARA, J. and THODE, H. G. (1950) Comparison of the isotopic constitution of terrestrial and meteoritic sulfur. *Phys. Rev.* 78, p. 307.
- NOETZLIN, J. (1951) La mesure des rapports isotopiques et ses applications possibles à la volcanologie. Manuscript to be published in *Bull. Volcanol.*
- RANKAMA, KALERVO (1948) A note on the original isotopic composition of terrestrial carbon. *J. Geol.* 56, p. 199.
- SZABO, A., TUDGE, A., MACNAMARA, J., and THODE, H. G. (1950) The distribution of S^{34} in Nature and the sulfur cycle. *Science* 111, p. 464.
- THODE, H. G. (1949) Variations in abundance of isotopes in Nature. *Research* 2, p. 154.
- THODE, H. G., GRAHAM, R. L., and ZIEGLER, J. A. (1945) A mass spectrometer and the measurement of isotope exchange factors. *Canadian J. Research B*, 23, p. 40.
- THODE, H. G., MACNAMARA, J., and COLLINS, C. B. (1949) Natural variations in the isotopic content of sulphur and their significance. *Canadian J. Research B*, 27, p. 361.
- ТРОФИМОВ, А. [ТРОФИМОВ, А.] (1949) изотопный состав серы в метеоритах и в земных объектах. Доклады акад. наук СССР 66, p. 81.
- TUDGE, A. P. and THODE, H. G. (1950) Thermodynamic properties of isotopic compounds of sulfur. *Canadian J. Research B*, 28, p. 567.

ÜBER DIE VERWITTERUNG EINIGER FINNISCHER KIESERZE¹

VON
MARTTI SAKSELA

Geologisches Institut, Universität Helsinki

AUSZUG

Über dem Haupterkörper von Otravaara in Ostfinnland liegt eine 4 m mächtige Verwitterungskruste, aufgebaut aus quarzvermengtem Limonit und zwei Sulfatmineralien, dem Borgströmit und Jarosit. Die limonitreiche Masse ist ihrem Alter nach präglazial, die Sulfate wiederum sind nach der Eiszeit gebildet worden. Der Borgströmit ist aller Wahrscheinlichkeit nach während der Phase des Baltischen Eissees durch Regeneration aus Limonit entstanden. Unter den Verwitterungsprodukten des Schwefelkieserzes von Tipasjärvi und des Kupfererzes von Outokumpu ist neben Limonit auch jarositisches Material angetroffen worden.

INHALT

	Seite
VORWORT	27
DIE VERWITTERUNG IM OTRAVAARAGEBIET.....	28
DIE FRÜHEREN UNTERSUCHUNGEN	28
DIE NEUEN UNTERSUCHUNGEN	31
ÜBER DAS ALTER UND DIE BILDUNG DES EISERNEN HUTS	33
ZUR VERWITTERUNG DES SCHWEFELKIESERZES VON TIPASJÄRVI....	36
ZUR VERWITTERUNG DES KUPFERERZES VON OUTOKUMPU	37
NACHTRAG: »VITRIOLOCHER«, FALUN, SCHWEDEN	38
LITERATURVERZEICHNIS	39
ERKLÄRUNG VON TAFEL I	40

VORWORT

Beim Studium des Kieserzfeldes von Otravaara im östlichen Finnland in den Jahren 1919—1923 wurde die Aufmerksamkeit Verfassers auf die Verwitterungskruste der Erzkonzentrationen gerichtet. Diese Kruste erreichte hier nämlich stellenweise eine in Finnland seltene Mäch-

¹ Eingegangen am 21. Januar 1952.

tigkeit von 4 m und war auch in mineralogischer Hinsicht ungewöhnlich. Verwässer hat sie in einer früheren Arbeit [Saksela (Saxén), 1923] beschrieben. Diese Beschreibung gibt uns aber nicht ein vollständiges Bild von den mannigfaltigen Verwitterungserscheinungen im Otravaara-gebiet. Verfasser hat darum dieselben aufs neue einer Untersuchung unterzogen, die daneben auch auf einige andere Kieserze ausserhalb des Otravaara-gebietes erstreckt wurde.

Die Untersuchungen wurden durch den Umstand erschwert, dass die Verwitterungsprodukte im Laufe der Grubentätigkeit zum grössten Teil von ihrem ursprünglichen Platze abgetragen worden und mit der Zeit verloren gegangen waren. Zum Glück hatte Verfasser schon früher auf den Erzfeldern ein ziemlich umfangreiches Material zusammengebracht, das heute im geologischen Institut der Universität Helsinki aufbewahrt wird.

DIE VERWITTERUNG IM OTRAVAARAGEBIET

DIE FRÜHEREN UNTERSUCHUNGEN

Am vielseitigsten und mächtigsten zeigt sich die Verwitterungskruste im Hauptbruch von Otravaara [Saksela (Saxén), 1923]. Dem zur Hauptsache aus Schwefelkies und Quarz aufgebauten Kieserz am nächsten sieht man hier eine meterdicke Schicht von gelbem, erdigem Material. Diesem wurde im Sommer 1919 nur eine Probe entnommen, die dann im folgenden Herbst von Verfasser analysiert wurde. Das Resultat von zahlreichen Analysen war folgendes [Saksela (Saxén), 1923, S. 50]: $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 56.80 \pm 0.4 \%$, $\text{SO}_3 = 24.02 \pm 0.6 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 18.39 \pm 0.6 \%$ ¹. Ungelöst in Salzsäure blieben ungef. 2.5 %. Dieser Rückstand wurde besonders gewogen und aus den Analysenergebnissen weggelassen. Den Analysen gemäss sowie unter Berücksichtigung des Umstandes, dass das untersuchte Material durch dunkelbraune Flecke irgendeiner limonitischen Substanz, die sich wahrscheinlich nicht vollständig entfernen liess, verunreinigt war, gab Verfasser ihm die Formel $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Überdies hielt Verfasser es für begründet, hier einen neuen Mineralnamen zu benutzen. Er nannte das analysierte Material Borgströmit.

Der Borgströmit bildet rundliche Körnchen, deren mittlerer Durchmesser nur 0.004 mm beträgt. Kristallflächen sind an ihnen nicht beobachtet worden. Die Grösse der Doppelbrechung ist ungef. 0.04.

Die Borgströmitschicht ist durch eine scharfe horizontale Grenze vom Kieserz getrennt. Auch die Grenze zwischen der Borgströmitschicht und der überlagernden limonitreichen Schicht ist häufig recht scharf. Die letztgenannte Schicht ist etwa 1 m mächtig und aus zahl-

¹ Der Wassergehalt wurde mit Hilfe von Goochs Platinapparat bestimmt, nachdem dem Analysenmaterial vorerst geblühte Soda beigemischt worden war.

reichen Quarzkörnchen aufgebaut, deren Zwischenräume mit braunem Limonit ausgefüllt sind. Die so struierte Masse ist ziemlich fest zusammenhaltend und es kommen in ihr hie und da grössere oder kleinere Fetzen von Sericitschiefer sowie kleine schwarze Partien vor, die offenbar aus halbverwittertem Kies bestehen.

Besondere Beachtung verdienen die in der Limonitschicht sichtbaren Spalten, die mit einer gelben, äusserst feinkörnigen, borgströmitähnlichen Substanz ausgefüllt sind. Die Kontakte zwischen der gelben, im Gegensatz zum Borgströmit ziemlich fest zusammenhaltenden Spaltenfüllung und der umgebenden limonitreichen Masse sind ausserordentlich scharf (Abb. 1, Tafel I). Die Spaltenwände sind stellenweise glatte Harnische, an denen man dicht beieinander stehende parallele Schrammen beobachten kann (Tafel I, Abb. 2). Weil die als Spaltenfüllung vorkommende gelbe Substanz und der obenbeschriebene Borgströmit in hohem Grade aneinander erinnerten, nahm Verfasser an, dass es sich in beiden Fällen um dieselbe Substanz handelte. Deshalb bestimmte Verfasser — der Kontrolle halber — nur die Fe_2O_3 - und SO_3 -Gehalte von zwei den Spaltenfüllungen im Sommer 1920 entnommenen Proben. (Der in Salzsäure unlösliche Rückstand, dessen relative Menge in der Regel kleiner als in dem früher analysierten Borgströmitmaterial war, wurde auch diesmal besonders gewogen und aus den Analysenergebnissen weggelassen.) Das Resultat der Analysen war folgendes [Saksela (Saxén), 1923, S. 50]:

	Fe_2O_3	SO_3
1.	51.83 %	28.73 %
2.	50.55 »	29.41 »

Nach Verfassers Meinung deuteten diese Ergebnisse auf borgströmitisches Material hin, obschon sie von den früheren Analysenergebnissen abwichen. Die Verschiedenheiten wurden von Verfasser auf Rechnung der grösseren Reinheit (des kleineren Limonitgehalts) der Spaltenfüllmasse geschrieben. Auf Grund der neuen Analysen hatte Verfasser auch den Schluss gezogen, dass die Formel des Borgströmits $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ zu schreiben wäre. Wie es spätere Untersuchungen gezeigt haben, liegt hier jedoch ein ganz anderes Sulfatmineral vor.

Aufwärts verschwindet der Limonit allmählich und zuoberst im Eisernen Hut befindet sich eine Schicht, die hauptsächlich aus sehr porösem Quarzgestein besteht.

Über dem Eisernen Hut liegt eine meterdicke Moränendecke. Die dem Eisernen Hut am nächsten befindlichen Teile der Moräne enthalten stellenweise Limonit.

Man könnte fragen, ob der Borgströmit unter den zahlreichen natürlichen Eisensulfaten wirklich eine eigene Mineralspezies darstellt. Scha-

rizer (1929) legt folgende Analysen von fünf Karphosideriten vor, von denen sich besonders der vierte einigermaßen dem Borgströmit nähert (Tab. I). Von der theoretischen Zusammensetzung des Karphosiderits weichen jedoch sowohl die Ergebnisse der Borgströmit- als die der Karphosideritanalysen in erheblichem Masse ab.

Tabelle I. Karphosiderite

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	6 %
Fe ₂ O ₃	49.88	48.52	51.68	53.59	47.07	51.77
Al ₂ O ₃	—	—	—	0.17	—	—
MnO	—	—	0.12	—	—	—
SO ₃	31.82	30.18	28.73	26.18	32.83	34.61
H ₂ O	18.30	18.48	19.42	20.01	19.90	13.62
P ₂ O ₅	—	2.72	—	—	—	—
Insges.	100.00	99.90	99.95	99.95	99.90	100.00

1. Karphosiderit, Grönland. Anal. F. Pisani, C. R. 58 (1864).
2. Karphosiderit, Saint Léger, Frankreich. Anal. A. Lacroix, Bull. Soc. franç. minéral. 10 (1887).
- 3—5. Karphosiderit, Mexico. Anal. E. Wittich, Soc. géol. mex. 8 (1912).
6. Theoretische Zusammensetzung des Karphosiderits.

Seiner chemischen Zusammensetzung nach erinnert der Borgströmit auch an einige in der älteren Literatur vorgelegte Mineralien, wie z. B. den Utahit und Pastreit (vgl. Scharizer, *op. cit.*). Schon früh betrachtete Schaller (1912) die letztgenannten nebst dem Karphosiderit, Apatelit, Raimondit und Cyprusit als identisch. Die Verschiedenheiten in den Analysenresultaten beruhen nach ihm darauf, dass die Reinheit des Analysenmaterials in vielen Fällen zweifelhaft war und die angewandten analytischen Methoden nicht immer die besten waren. Er schlug vor, dass den erwähnten Mineralien die Formel $H_2O \cdot 3Fe_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$ (also die Formel, die heute dem Karphosiderit zukommt) zuzuschreiben sei, bis ihre Verschiedenheit durch sorgfällige Untersuchungen bewiesen wäre. — Ramdohr (1942) erwähnt, dass Utahit, Apatelit, Raimondit, Cyprusit sowie auch Borgströmit ziemlich sicher mit dem Karphosiderit identisch sind. Er nimmt auch an, dass es sich vielleicht überhaupt nur um mangelhaft analysierte Jarosite handelt. — In der siebenten Auflage von »Dana's System of Mineralogy« (1951) wird der Borgströmit im Zusammenhang mit dem Karphosiderit erwähnt.

Die genaue Bestimmung der chemischen Zusammensetzung borgströmitähnlicher Sulfatmineralien mittels analytischer Methoden wird im allgemeinen dadurch erschwert, dass diese Mineralien in der Natur durch Einwirkung der Atmosphären zersetzt werden, wobei sich als Endprodukt irgendein Eisenhydroxyd bildet. Die natürlichen Eisensulfate sind deshalb gewöhnlich durch limonitisches Material verunreinigt, und weil dieses oft gelb und äusserst feinkörnig sein kann, ist es um so schwerer,

es von den gelben Sulfaten zu entfernen. Es ist aber zu beachten, dass sich Eisenhydroxyde auch primär, gleichzeitig mit den Ferrisulfaten, bilden können. Besonders interessant in dieser Hinsicht sind die experimentellen Untersuchungen von Posnjak und Merwin (1922) über die Gleichgewichte im Dreikomponentensystem $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—SO}_3\text{—H}_2\text{O}$. Die erwähnten Forscher haben nämlich u.a. festgestellt, dass die festen Phasen $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ und $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ bei gewissen Temperaturen und im Kontakt mit Lösungen von bestimmter Zusammensetzung stabil sein können.

Verfasser ist noch bis auf weiteres geneigt, für das gelbe erdige Material, das den untersten Teil der Verwitterungskruste des Otravaara-Erzes bildet, den Namen Borgströmit beizubehalten. Natürlich gibt es die Möglichkeit, dass der Borgströmit irgendein anderes Ferrisulfat, am ehesten vielleicht einen reichlich und sehr gleichmässig durch Eisenhydroxyde verunreinigten Karphosiderit darstellt. Eine endgültige Antwort dürften jedoch erst die röntgenographischen Untersuchungen geben. Leider ist es heute unmöglich, neues taugliches Borgströmitmaterial anzuschaffen. Die Verwitterungskruste des Haupterzkörpers von Otravaara wurde nämlich schon im Beginn der Grubenarbeit in ihrer Gänze wegtransportiert, und der 50 m tiefe Tagebau ist heute bis zum Rande mit Wasser gefüllt.

DIE NEUEN UNTERSUCHUNGEN

Die Annahme Ramdohrs, dass gewisse Sulfatminerale nur mangelhaft analysierte Jarosite darstellten (vgl. S. 30), gab Eskola (1943) den Anlass, seine Aufmerksamkeit auf die im Eisernen Hut des Otravaara-Erzes vorkommenden Sulfatminerale zu richten. Auf seine Anregung analysierte Frl. Mag. phil. Elsa Ståhlberg dasjenige gelbe Material, das als Spaltenfüllung in der Limonitschicht auftritt. Das analysierte Material stammte von den im Geologischen Institut der Universität Helsinki verwahrten Belegstücken aus dem Jahre 1920, denselben, die auch das Material für die vorerwähnten zwei unvollständigen Analysen Verfassers (siehe S. 29) geliefert hatten. Die Analysenergebnisse zeigten, dass es sich nicht um Borgströmit, sondern um ein jarositisches Mineral mit etwa 6 % K_2O handelt.

Sechs Jahre früher hatte Hendricks (1937) die Kristallstruktur des »Borgströmits« von Otravaara röntgenographisch untersucht. Er teilt u.a. folgendes mit: »Powder photographs with FeK radiation of these minerals [= Natro-, Argento- und Ammoniojarosit sowie Karphosiderit, »Borgströmit« und die Verbindung $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, die Posnjak und Merwin synthetisch erhielten] showed that they are correctly classified as jarosites. The photograph of $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ in particular was very closely similar to that of jarosite. Borgströmite gave a powder pho-

tograph closely related to these but distinctly different from them. Limited isomorphous replacement in the natural mineral is sufficient to account for the observed differences. This is also true for karpnosiderite the diffraction pattern of which is distinctly different from that of any of the above mentioned minerals». Dr. W. F. Foshag, Smithsonian Institution, hat dem Verfasser gütigst dasjenige Belegstück zugesandt, dem das Material für die obengenannte Untersuchung entnommen war. Es war leicht festzustellen, dass das Belegstück nicht aus Borgströmit, sondern aus der jarositischen Spaltenfüllung und dem limonitischen Nebengestein bestand.

In der 13. Auflage von Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie (1948) hat Ramdohr den Borgströmit mit der Bemerkung »fälschlich für Jarosit» in das Verzeichnis der veralteten und irreführenden Mineralien eingetragen. Hier liegt, wie aus dem Obengesagten hervorgehen dürfte, ein Irrtum vor, der jedoch leichtbegreiflich ist, wenn man berücksichtigt, dass erst jetzt in der Verwitterungskruste des Otravaara-Erzes zwei Sulfatmineralien, ein kalifreies, borgströmitisches und ein kalihaltiges, jarositisches, festgestellt worden sind.

Verfasser hat aus den im Jahre 1920 gesammelten Jarositbelegstücken durch Bohren Pulver losgemacht, das sehr rein und homogen aussah. Die Pulverproben wurden dann mit folgendem Resultat analysiert (Tab. II):

Tabelle II. Jarosite, Otravaara. Anal. Mag. phil. A. Juurinen

	N:o 9924 (a)		N:o 9924 (b)		N:o 9924 (c)		N:o 8962		N:o 9090	
	%	Mol.prop. × 1000	%	Mol.prop. × 1000	%	Mol.prop. × 1000	%	Mol.prop. × 1000	%	Mol.prop. × 1000
Fe ₂ O ₃	52.04	325.9	54.10	338.8	54.84	343.4	50.78	318.0	51.53	322.7
SO ₃	28.17	351.8	25.35	316.6	22.95	286.6	28.87	360.6	29.10	363.5
K ₂ O	6.36	67.5	6.24	66.2	5.63	59.8	6.15	65.3	6.32	67.1
Na ₂ O	0.16	2.6	0	—	0	—	0.38	6.1	0.22	3.5
H ₂ O ⁺	13.09	726.6	12.76	708.3	12.43	689.9	12.69	704.4	12.29	682.2
H ₂ O ⁻	0.09	—	0.55	—	0.38	—	0.26	—	0.32	—
SiO ₂	0.06	—	0.16	—	0.60	—	0.02	—	0.22	—
Unlös. in HCl	0.06	—	0.94	—	3.44	—	1.08	—	0.26	—
Insges.	100.03	—	100.10	—	100.27	—	100.23	—	100.26	—

Wie aus der Tabelle ersichtlich, kann es sich nicht um reinen Jarosit, dessen Gehalt an K₂O auf 9,4% ansteigt, handeln. Auf Grund von Hendricks Untersuchungen können wir das Vorhandensein isomorpher Mischungen der Mineralien Jarosit, Natrojarosit und Karpnosiderit annehmen. Wenn man ferner annimmt, dass die Zusammensetzungen dieser Mineralien den Formeln K₂O·3Fe₂O₃·4SO₃·6H₂O, Na₂O·3Fe₂O₃·4SO₃·6H₂O und H₂O·3Fe₂O₃·4SO₃·6H₂O entsprechen, ergibt sich folgendes (Tab. III):

Tabelle III. Die berechnete Zusammensetzung der jarositreichen Substanz im Eisernen Hut des Otravaara-Erzes

	N:o 9924 (a) %	N:o 9924 (b) %	N:o 9924 (c) %	N:o 8962 %	N:o 9090 %
Jarosit (K)	64.1	64.8	60.8	62.9	65.3
Natrojarosit (Na) ..	2.5	—	—	5.9	3.4
Karphosiderit (Kar)	16.9	12.7	12.1	18.0	19.7
»Limonit»	16.5	22.5	27.1	13.2	11.6
Insges.	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Die Zusammensetzung des jarositischen Teils	$K_{77}Na_3Kar_{20}$	$K_{84}Kar_{16}$	$K_{83}Kar_{17}$	$K_{72}Na_7Kar_{21}$	$K_{74}Na_4Kar_{22}$
Der Molekularquotient $H_2O:Fe_2O_3$ im limonitischen Teil ..	2.92	2.17	1.93	3.4	2.3

Nach diesen Berechnungen enthalten also die analysierten Proben neben dem »jarositischen Teil« einen Überschuss von Fe_2O_3 und H_2O . Dies ist ja nicht befremdend, wenn berücksichtigt wird, was oben über die Verunreinigungen der borgströmitähnlichen Ferrisulfatminerale gesagt wurde. Offenbar können sich die Eisenhydroxyde primär oder sekundär auch in die Jarosite vermengen. Der relative Anteil des Limonits zeigt recht grosse Abwechslungen. Auch die Zusammensetzung ist ziemlich variierend. Dagegen sind die Variationen der Zusammensetzung des jarositischen Teils, und besonders des Verhältnisses $[K + Na] : [Kar]$, überraschend gering.

Die Bestimmung der Brechungsindizes des analysierten Materials erwies sich als sehr schwer. Es war nicht möglich, zuverlässige Resultate zu erhalten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass das Jarositmaterial noch bedeutend feinkörniger als der Borgströmit ist. Zwar können einige Körner 0.001 mm im Durchmesser messen, aber der grösste Teil der Masse ist viel feinkörniger. Die Bestimmung der Brechungsindizes war um so schwieriger, als nicht volle Gewissheit davon zu gewinnen war, welche von den Körnern den Jarosit, welche wieder die limonitischen Verunreinigungen repräsentierten.

ÜBER DAS ALTER UND DIE BILDUNG DES EISERNEN HUTS

Im ausgedehnten Erzfeld von Otravaara sind im ganzen nur sechs Erzgeschiebe angetroffen worden. Dagegen hat man mehrere Blöcke vom Eisernen Hut gefunden (Saksela, 1923, 1949). Es liegt die Annahme nahe, dass die meisten Erzgeschiebe nach der Eiszeit Zeit gehabt haben, sich in eine limonitreiche Masse umzuwandeln, während nur einige Ezrblöcke aus diesem oder jenem Grunde unverwittert geblieben sind. Es gibt aber

auch die Möglichkeit, dass sich die Verwitterung des Kieserzes hauptsächlich in präglazialer Zeit vollzogen hätte. Die geringe Anzahl der Erzgeschiebe wäre in diesem Falle in erster Linie darauf zurückzuführen, dass die mechanische Zerstörungsarbeit des Inlandeises nur an einigen Stellen das frische Erz erreichte, so dass das vorstossende Eis Stücke hauptsächlich von der Verwitterungskruste mit sich nahm. So hat auch Sauramo (1924) als seine Auffassung geäußert, dass der Eiserne Hut sich als solcher schon in präglazialer Zeit vorfand.

Verfasser ist bei seinen Untersuchungen zu dem Ergebnis gekommen, dass ein Teil des Eisernen Huts des Haupterzkörpers von Otravaara seinem Alter nach präglazial, ein Teil wieder, und zwar die Sulfate, viel jünger ist. Beweiskräftig in dieser Hinsicht sind die in der limonitreichen Masse beobachteten Verwerfungsspalten und gestreiften Harnische (vgl. Abb. 2 und 3, Tafel I). Eine derartige Deformation des Eisernen Huts kann offenbar nur durch Inlandeis verursacht worden sein. Die Limonit-schicht lag also fertiggebildet vor, als das Inlandeis über die Gegend von Otravaara vorrückte. Dagegen hat sich der als Spaltenfüllung im Limonit vorkommende Jarosit frühestens während der Phase des Abschmelzens des Inlandeises, als der Boden schon ungefroren war, bilden können. Unter diesen Umständen gehört der Jarosit in Otravaara, wie auch in einigen anderen Sulfiderzgebieten (vgl. u.a. Bandy, 1938; Hintze, 1933), zu den jüngsten Bestandteilen des Eisernen Huts und vertritt eine eigene, getrennte Phase in der Bildung der Verwitterungskruste. Die letzterwähnte Auffassung wird auch durch den Umstand gestützt, dass in der jarositischen Masse in geringen, bisweilen verschwindend geringen Mengen, unlösliches Material enthalten ist (vgl. Tab. II), während der umgebende Limonit in reichem Masse mit Quarz vermengt ist. — Es ist übrigens keineswegs überraschend, dass bei der Oxydation der Kieserze vom Typus Otravaara sich kalireiche Verwitterungsprodukte bilden. Aus dem Sericitschiefer, der als Nebengestein des Erzkörpers und als Bruchstücke im letztgenannten auftritt, wird Kalium durch Einwirkung der Schwefelsäure leicht ausgelaugt. Dasselbe wird dann als Jarosit fixiert. Zu einer gleichsinnigen Auffassung sind u.a. Ezbekov (1939) im Karakum-, und Jarrel (1944) im Chuquicamatagebiet gekommen.

Was die Entstehung der Borgströmitschicht betrifft, so liegt natürlich der Gedanke nahe, dass der Borgströmit zu den frühesten Verwitterungsprodukten des Kieserzes gehört und eine Übergangsphase in der Oxydation der Kiesmineralien in mehr stabile Eisenhydroxyde vertritt. Das ist offenbar der Fall in vielen Kieserzfeldern, u.a. in Rio Tinto (Williams, 1934, 1950), wo die unmittelbar über dem Kieserz liegende ziemlich dünne, gelbe Sulfatschicht aufwärts allmählich in eine mächtige Eisenhydroxydschicht übergeht. Diese Erklärungsweise dürfte sich jedoch nicht im Otravaaragebiet verwenden lassen. Es ist überhaupt nicht leicht einzusehen, wie die verhältnismässig dünne Borgströmitschicht in der

langen Zeitfolge vor der Eiszeit von der Oxydation hat verschont bleiben können. Zweitens geht die Borgströmitschicht nicht, wie zu erwarten wäre, allmählich in Limonit über, sondern der Kontakt ist häufig recht scharf. Drittens ist der hohe Quarzgehalt der limonitreichen Schicht sehr schwer zu erklären, wenn man an der Annahme festhält, dass diese bei allmählicher Oxydation aus der Borgströmitschicht entstanden ist. Die letztgenannte enthält ja nur wenig Quarz, und ausserdem hat man nicht zu vergessen, dass der Quarz der limonitreichen Schicht ganz sicher dasjenige Quarzmaterial vertritt, das ursprünglich im unverwitterten Erz als Gangart vorkam und während der Verwitterungsprozesse nicht in besonderem Masse verschoben wurde. Ebenso schwerbegreiflich ist der geringe Quarzgehalt der Borgströmitschicht, vorausgesetzt, dass der Borgströmit seinerseits bei allmählicher Verwitterung als erstes Oxydationsprodukt aus dem ziemlich quarzreichen Kieserz entstanden ist. Nach Verfassers Meinung deutet alles darauf hin, dass der Borgströmit auf Kosten des Limonits gebildet worden ist, und zwar unter solchen Umständen, dass der Quarz sich gleichzeitig von der übrigen Masse hat trennen können. Von einer derartigen Sachlage überzeugt man sich noch mehr, wenn man die Entstehung des Borgströmits im Lichte der spätglazialen Entwicklung des Otravaaraagebiets betrachtet und gleichzeitig die von Breshenkov (1946) und Chukrov (1950) gewonnenen Untersuchungsergebnisse berücksichtigt.

Nach Breshenkov können die Jarosite¹ aus den Eisenhydroxyden regeneriert werden. Folgende Reaktion ist nämlich umkehrbar:



Eine Regeneration ist möglich, wenn z. B. die Seen transgredieren und der Grundwasserspiegel steigt. — Nach Chukrov ist die Bildung der Jarosite in hohem Grade von den klimatischen Verhältnissen, in erster Linie von der Niederschlagsmenge abhängig. Jarosite können nur aus sauren konzentrierten Lösungen gebildet werden; verdünnte Lösungen rufen Hydrolyse von Sulfaten und Bildung von Eisenhydroxyden hervor. In niederschlagsreichen Gegenden bilden sich also keine Jarosite; eine Ausnahme machen möglicherweise die Stellen, wo das Regenwasser schnell abfließen kann. Die Wüstengebiete sowie die Gegenden, die von ewigem Schnee gekennzeichnet sind, bieten die besten Möglichkeiten zur Bildung der Jarosite.

Das Otravaaraagebiet wurde ungefähr zu der Zeit von seiner Eisbedeckung befreit, als der Eisrand bei seinem Rückzug an der Randbildung von Selkäkangas und der auf der NW-Seite von Otravaara gelegenen kleinen

¹ Nach allem zu urteilen, sind hier mit den Jarositen neben dem eigentlichen Jarosit («Kali-jarosit») auch die anderen Jarositminerale in der Alunitreihe, der Karphosiderit miteingerechnet, gemeint. Man dürfte also die gewonnenen Resultate auch auf den Borgströmit anwenden können.

Randmoräne von Kuusjärvi stehen blieb (vgl. Sauramo, 1940). Gleichzeitig wurde das Gebiet mit einer Wasserschicht bedeckt, die mehrere zehn Meter mächtig war. Von den obengenannten Randbildungen zog sich das Inlandeis in kurzer Zeit bis zum Salpausselkä, der Randbildung von Onkamo-Paihola, wo der Eisrand 700—800 Jahre stillstand. Während dieser Zeit lag der Wasserspiegel schon viel niedriger, sich anfangs in 130 m, später in 120 m Höhe haltend (der Baltische Eisstausee). Die nächsten Umgebungen des Haupterkörpers von Otravaara, deren Höhe nach der topographischen Karte zwischen 150 und 140 m ü. d. M. ist, waren also trocknes Land. Der Grundwasserspiegel lag offenbar über dem Niveau des Eissees, und wir können mit ziemlicher Gewissheit annehmen, dass sich nur die unteren Teile des Eisernen Huts im Bereich des Grundwassers befanden. Weil ausserdem das Klima wegen der Nähe des Inlandeises kalt und wahrscheinlich auch verhältnismässig trocken war, waren die Bedingungen zur Borgströmitbildung, nach den obengeschilderten Untersuchungen, die allergünstigsten. Später, als sich das Klima allmählich besserte und der Grundwasserspiegel sank, hörte die Borgströmitbildung auf.

ZUR VERWITTERUNG DES SCHWEFELKIESERZES VON TIPASJÄRVI

Dieses kleine Erzvorkommen liegt im Kirchspiel Sotkamo, 165 km nach Nordwest von Otravaara. Es gehört zum selben Erztypus wie das Otravaara-Erz und ist von Wilkman (1921, S. 66) in aller Kürze beschrieben worden. Als Verfasser im Sommer 1920 im Tipasjärvigebiet Untersuchungen ausführte, war die Verwitterungskruste schon von ihrem ursprünglichen Platze entfernt worden, aber in der Nähe des Tagebaus wurden jedoch einige Stücke davon gefunden. Diese bestanden hauptsächlich aus dunkelbraunem Limonit, der in reichlichem Masse mit unlöslichem Silikatmaterial vermengt war. In ein paar Stücken beobachtete man eine gelbe Substanz, die ziemlich fest zusammenhaltend war und ungefähr auf dieselbe Weise wie der Jarosit von Otravaara in der limonitreichen Masse

Tabelle IV. Jarosite, Tipasjärvi. Anal. A. Juurinen

	N:o 8668		N:o 8861		N:o 7804	
	%	Mol.prop. × 1000	%	Mol.prop. × 1000	%	Mol.prop. × 1000
Fe ₂ O ₃	51.26	321.0	52.92	331.4	63.30	396.4
SO ₃	26.73	333.8	23.37	291.9	15.33	191.5
K ₂ O	5.51	58.5	4.94	52.4	3.07	32.6
Na ₂ O	0.44	7.1	0	—	0	—
H ₂ O ⁺	12.23	678.8	11.94	662.7	11.90	660.5
H ₂ O ⁻	0.36	—	0.55	—	1.10	—
SiO ₂	0.68	—	0.48	—	0.48	—
Unlös. in HCl	2.41	—	5.90	—	5.24	—
Insges.	99.62	—	100.10	—	100.42	—

auftrat. Der Analyse gemäss [Saksela (Saxén), S. 54] enthielt diese Substanz 54.96% Fe_2O_3 und 26.50% SO_3 .

Das gelbe Sulfat aus der Verwitterungskruste des Tipasjärvi-Erzes ist jetzt aufs neue analysiert worden (Tab. IV). Es handelt sich also um jarositisches Material. Die Berechnungen zur weiteren Klarlegung der Zusammensetzung (vgl. S. 32) gaben folgendes Resultat (Tab. V):

Tabelle V. Die berechnete Zusammensetzung der jarositreichen Substanz im Eisernen Hut des Tipasjärvi-Erzes

	N:o 8668 %	N:o 8861 %	N:o 7804 %
Jarosit (K)	58.5	54.9	35.6
Natrojarosit (Na)	7.1	0	0
Karphosiderit (Kar).....	17.9	21.5	16.8
»Limonit»	16.5	23.6	47.6
Insges.	100.0	100.0	100.0
Zusammensetzung des jarositischen Teils	$\text{K}_{70}\text{Na}_9\text{Kar}_{21}$	$\text{K}_{72}\text{Kar}_{28}$	$\text{K}_{68}\text{Kar}_{32}$
Der Molekularquotient $\text{H}_2\text{O}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ im limonitischen Teil	2.3	1.8	1.4

ZUR VERWITTERUNG DES KUPFERERZES VON OUTOKUMPU

Über dem Ausgehenden bei Kumpu B findet man bräunliche und gelbliche aus dem Erz hervorgegangene Verwitterungsprodukte, die in reichem Masse mit Schotter-, Sand- und Tonmaterial vermenget sind. Von den gesammelten Proben wurde durch Schlämmen das feinste Material, in dem der grösste Teil der eigentlichen Verwitterungsprodukte enthalten ist, geschieden und nach Trocknen bei 110° mit folgendem Resultat analysiert (Tab. VI):

Tabelle VI. Limonitreiche Substanz aus dem Eisernen Hut des Outokumpu-Erzes. Anal. A. Juurinen

	N:o 7795			N:o 7796		
	%	Reduz. Werte	Mol.prop. $\times 1000$	%	Reduz. Werte	Mol.prop. $\times 1000$
Fe_2O_3	44.12	80.85	506.3	27.14	78.25	490.0
K_2O	0.16	—	—	0.10	—	—
Na_2O	0.10	—	—	0.02	—	—
SO_3	1.51	2.77	34.6	1.75	5.05	63.1
H_2O^+	8.94	16.38	909.2	5.79	16.70	927.0
SiO_2	0.50	—	—	3.08	—	—
CaO	0.08	—	—	0.18	—	—
MgO	0.07	—	—	0.08	—	—
CuO	0.15	—	—	0.06	—	—
Unlös. in HCl	44.54	—	—	61.66	—	—
Insges.	100.17	100.00	—	99.86	100.00	—

Die eigentlichen Verwitterungsprodukte bestehen also hauptsächlich aus limonitischem Material. Der Molekularquotient $H_2O:Fe_2O_3$ ist 1.8 — 1.9. Es ist zu beachten, dass der Kupfergehalt der aus dem so kupferreichen Outokumpu-Erz hervorgegangenen Verwitterungsprodukte verschwindend klein ist. Ebenso ist der Sulfatgehalt verhältnismässig niedrig. Stellenweise kommen jedoch in Kumpu B Verwitterungsprodukte vor, die hauptsächlich aus sulfatischem Material bestehen. Verfasser hat nämlich hier poröses Quarzgestein gefunden, dessen Hohlräume mit einer gelben, erdigen Substanz ausgefüllt sind. Die chemische Zusammensetzung dieser Substanz geht aus der Tabelle VII hervor.

Tabelle VII. Jarosit, Outokumpu. Anal. A. Juurinen

	%	Reduz. Werte	Mol.prop. × 1000	
Fe_2O_3	36.15	54.43	340.8	Jarosit (K) = 42.6 %
K_2O	2.97	4.47	47.5	Natrojarosit (Na) = 2.9 %
Na_2O	0.13	0.20	3.2	Karphosiderit (Kar) =
SO_3	16.95	25.52	318.7	25.9 %
H_2O^+	10.21	15.38	853.1	»Limonit« = 28.6 %
H_2O^-	0.16	—	—	Die Zusammensetzung des
SiO_2	0.34	—	—	jarositischen Teils:
Al_2O_3	0.97	—	—	$K_{60}Na_4Kar_{36}$
Unlös. in HCl	32.00	—	—	
Insges.	99.88	100.00	—	

Es handelt sich um jarositisches Material, das seiner Zusammensetzung nach nicht viel von einigen Tipasjärvi-Jarositen abweicht. Der Molekularquotient $H_2O:Fe_2O_3$ im limonitischen Teil ist 3.4.

NACHTRAG: »VITRIOLOCHER«, FALUN, SCHWEDEN

Im Sommer 1925 fand Verfasser in Falun, in der Nähe der Hauptgrube (Storgruvestöten), einige dunkelbraune Limonitstücke, die eine bräunlichgelbe, ziemlich fest zusammenhaltende Substanz in sich schlossen. Die Substanz kommt in aderförmigen oder mehr unregelmässig

Tabelle VIII. »Vitriolocher«, Falun. Anal. A. Juurinen

	%	Reduz. Werte	Mol.prop. × 1000	
Fe_2O_3	35.40	71.28	446.3	$Fe_2O_3 : SO_3 : H_2O =$ 2.15 : 1 : 3.15
K_2O	0.14	0.28	—	
Na_2O	0	—	—	
SO_3	8.26	16.63	207.7	
H_2O^+	5.86	11.81	655.0	
H_2O^-	0.41	—	—	
SiO_2	3.45	—	—	
Unlös. in HCl	46.25	—	—	
Insges.	99.77	100.00	—	

geformten Partien vor. Die Kontakte gegen den umgebenden Limonit sind scharf. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit wurde auch diese Substanz analysiert (Tab. VIII).

Auf gleichartiges Material aus Falun bezieht sich wahrscheinlich auch die von J. Berzelius gemachte Analyse: $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 62.4 \%$, $\text{SO}_3 = 15.9 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 21.7 \%$ (Pogg. Ann. 12, 1827; Scharizer, 1929).

LITERATURVERZEICHNIS

- BANDY, MARK C. (1938) Mineralogy of three sulphate deposits of northern Chile. *Am. Mineral.* 23, S. 669.
- БРЕШЕНКОВ, Б. К. (BRESHENKOV, B. K.) (1946) К вопросу о генезисе ярозитов. Доклады Акад. Наук СССР, 42, № 4, S. 331.
- ЧУХРОВ, Ф. В. (CHUKROV, F. V.) (1950) Образование ярозитов в зоне окисления. Доклады Акад. Наук СССР, Нов. Сер., 72, № 4, S. 781.
- ESKOLA, RENTTI (1943) Lausunto Helsingin Yliopiston matemaattis-luonnontieteellisen osaston pöytäkirjassa marraskuun 4 päivältä 1943.
- EZDAKOV, V. I. (1939) The sulfur-containing hills in the Kara-Kum desert (east of the Caspian Sea). Trudy Uzbeksogo Gosudarst.Univ., Sbornik Rabot. Khim. 15, S. 120. Ref. in C. A. 35, 1941, S. 4319.
- HENDRICKS, STERLING B. (1937) The crystal structure of alunite and the jarosites. *Am. Mineral.* 22, S. 773.
- HINTZE, CARL (1933) Handbuch der Mineralogie. Bd. I, 4 Abt., 2. Hälfte. Berlin und Leipzig.
- JARREL, O. W. (1944) Oxidation at Chuquicamata, Chile. *Econ. Geol.* 39, S. 251.
- PALACHE, CHARLES, BERMAN, HARRY, AND FRONDEL, CLIFFORD (1951) The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, Yale University 1837—1892. 7th edition, vol. II. New York and London.
- POSNJAK, E. and MERVIN, H. E. (1922) The system, Fe_2O_3 — SO_3 — H_2O . *J. Am. Chem. Soc.* 44, S. 1965.
- RAMDOHR, PAUL (1942) Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. 12. Aufl. Stuttgart.
- (1948) Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. 13. Aufl. Stuttgart.
- SAKSELA (SAXÉN), MARTTI (1923) Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 65.
- SAKSELA, MARTTI (1949) Malminetsintä Suomen oloja silmälläpitäen. Jyväskylä.
- SAURAMO, MATTI (1924) Tracing of glacial boulders and its application in prospecting. *Bull. Comm. géol. Finlande* 67.
- (1940) Röksän malmilohkareen kulkeutumismahdollisuuksista. Selonteko kesällä 1940 suoritetuista tutkimuksista. (Bericht über die im Sommer 1940 angestellten Untersuchungen). Manuskript im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands.
- SCHALLER, W. T. (1912) Die Alunit-Beudantitgruppe. *Z. Krist.* 50, S. 106.
- SCHARIZER, R. (1929) Die Eisensulfate. Handbuch der Mineralchemie. Herausgeg. von C. Doelter und H. Leitmeier. Bd. IV, 2, S. 537.
- WILKMAN, W. W. (1921) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 4, Nurmes. Kivilajikartan selitys. Helsinki.
- WILLIAMS, DAVID (1934) The geology of the Rio Tinto mines, Spain. *Trans. Inst. Mining Met.*, 43, S. 593.
- (1950) Gossanized breccia-ores, jarosites, and jaspers at Rio Tinto, Spain. Discussion Preprint, published Sept. 7, 1950. *Inst. Mining Met.*, London.

ERKLÄRUNG VON TAFEL I

Abb. 1. Jarosit (hellgrau), mit scharfem Kontakt an Limonit (dunkelgrau bis schwarz) grenzend. Aus einem grösseren Belegstück. Hauptervorkommen, Otravaara. 7/11 von nat. Grösse. Photo A. Matisto.

Abb. 2. In der Mitte des Bildes ein gestreifter Harnisch in Limonit (dunkelgrau bis schwarz). Im Vorder- und Hintergrund Jarosit (heller grau). Aus einem grösseren Belegstück. Hauptervorkommen, Otravaara. 7/9 von nat. Grösse. Photo A. Matisto.

Abb. 3. Der erste Anfang der Grubenarbeit in Otravaara im Herbst 1919. Die Sohle besteht schon aus frischem Erz. Darüber liegt der Eiserne Hut. Oben in der Mitte sieht man im letztgenannten die glatten Wände der Verwerfungsspalten. Photo A. Laitakari.



1



2



3

Martti Saksela: Über die Verwitterung einiger finnischer Kieserze.

DAS FAHLERZVORKOMMEN VON SEINÄJOKI, SÜD-OSTBOTHNIEN, FINNLAND ¹

VON
MARTTI SAKSELA

Geologisches Institut, Universität Helsinki

AUSZUG

In »basischem« Leptit kommen Quarzgänge vor, in denen stellenweise Erzminerale enthalten sind. Neben Magnetkies, Fahlerz, Kupferkies, Arsenkies, Glanzkobalt und Zinkblende sind auch seltenere Mineralien, wie Gudmundit, Breithauptit, Linneit, Berthierit und Silberkies angetroffen worden. Verfasser beschreibt die Eigenschaften und Erscheinungsweise dieser Mineralien. Die verschiedenen Deutungsmöglichkeiten für die Genesis der erwähnten Gänge werden diskutiert.

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	41
DIE MINERALIEN DES FAHLERZVORKOMMENS UND IHRE ERSCHEINUNGSWEISE	42
DIE GANGARTEN	42
DIE ERZARTEN	43
Das Fahlerz	43
Arsenkies und Glanzkobalt	44
Gudmundit	44
Linneit	48
Berthierit und Silberkies	49
DIE ALTERSFOLGE DER ERZ- UND GANGARTEN	49
GENETISCHE BETRACHTUNGEN	50
LITERATURVERZEICHNIS	51
ERKLÄRUNG DER TAFELN	52

EINLEITUNG

Das Fahlerzvorkommen von Seinäjoki ist seit dem Jahre 1936 bekannt. Es wurde ans Licht gebracht, als man in Törnävä, 4 km südlich von der Eisenbahnstation Seinäjoki, einen Felsen zur Gewinnung von Schotterstein anbrach. Die an Erzminerale reichen Stücke fesselten die Auf-

¹) Eingegangen am 21. Januar 1952.

merksamkeit eines Angestellten des nahe gelegenen Krankenhauses, und er sandte sie an die Geologische Forschungsanstalt in Helsinki. Im Auftrage der Forschungsanstalt wurden von Verfasser an Ort und Stelle Untersuchungen ausgeführt, wobei konstatiert wurde, dass der in Rede stehende Felsen aus porphyrischem, »basischem« Leptit besteht, der ein intermediäres Glied in der Serie von effusiven Gesteinen Ostbothniens vertritt (Saksela, 1934, 1935). Im Leptit kommen Quarzgänge vor, die Erzminerale, stellenweise in kompakten Anhäufungen, enthalten. Makroskopisch kann man ziemlich reichliche Mengen Magnetkies, dunkelgraues Fahlerz und gewöhnlich auch Kupferkies beobachten. Unter dem Erzmikroskop hat Verfasser dazu noch andere Erzminerale, wie Glanzkobalt, Arsenkies, Gudmundit, Breithauptit, Linneit, Zinkblende, Berthierit und Silberkies feststellen können. Weil eine derartige Paragenese nicht zu den gewöhnlichsten gehört und ein Gegenstück besonders im fennoskandischen Schilde schwer zu finden ist, lohnt es sich, sie etwas näher zu beschreiben.

DIE MINERALIEN DES FAHLERZVORKOMMENS UND IHRE ERSCHEINUNGSWEISE

DIE GANGARTEN

Die vorherrschende Gangart ist Quarz, der isometrische Körner von verschiedener Grösse in der Gangmasse bildet. Besonders die grösseren

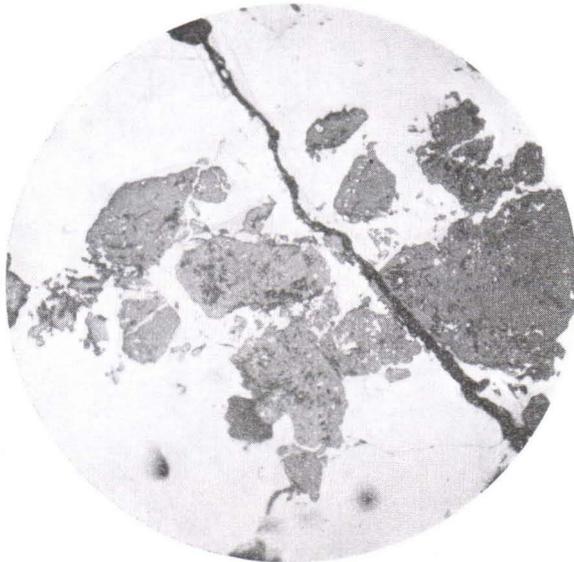


Abb. 1. Mikrobrecie mit Erzmaterial (weiss bis hellgrau) als Zwischenmasse. Vergr. 40 ×. Photo V. Räsänen.

Körner zeigen eine schwach undulöse Auslöschung, und man kann in ihnen schmale Spalten beobachten, die bald mit Erz-, bald mit Karbonatmaterial ausgefüllt sind. Karbonat kommt auch in etwas grösseren körnigen Flecken zwischen den Quarzkörnern vor. In einem von diesen »Flecken« konnte ein ziemlich grosses, zerlapptes Individuum von farblosem Amphibol beobachtet werden.

Das Erzmaterial scheint in der Regel jünger zu sein als die obenerwähnten unmetallischen Mineralien. Das Karbonat ist deutlich von ihm verdrängt. Mit dem Quarz bildet das Erzmaterial hie und da Mikrobrecien, in denen es selbst als Zwischenmasse vorkommt (Abb. 1).

DIE ERZARTEN

DAS FAHLERZ

ist unter dem Erzmikroskop hellgrau, mit einem leichten Stich ins Bläuliche. Die für das gemeinste Fahlerz charakteristischen graugrünlichen Farbentöne fehlen. Man könnte sagen, dass das Fahlerz seiner Farbe nach der Zinkblende ähnlich, aber viel heller ist. Es ist völlig isotrop. Die Schleifhärte ist eine Ahnung niedriger als bei Kupferkies.

Wie schon auf Grund der Farbe zu schliessen war, handelte es sich hier um ein eisenreicheres Fahlerz. Dies wurde auch durch spektrographische Analysen (ausgeführt von Herrn Dipl. - Ing. N. Lounamaa) bestätigt. Beachtenswert ist auch der ziemlich hohe Zinkgehalt des Fahlerzes. Er ist nämlich von der Grössenordnung 0.1 — 1 %. Ein Teil des Zinks stammt offenbar von den im Fahlerz hie und da vorkommenden kleinen Zinkblendeeinschlüssen her, ein Teil gehört aber ganz sicher zu den Bestandteilen des Fahlerzes selbst, wo er teilweise Cu ersetzt. — Die Gehalte an Ag, As, Bi, Co, Ni und Pb waren in den analysierten drei Fahlerzproben von folgender Grössenordnung: Ag, 0.01 — 0.03 %; As und Bi, 0.1 %; Co und Pb, 0.01 %; Ni, 0.01 — 0.1 %. Ni, Ag und Bi gehören zu den Bestandteilen des Fahlerzes; die zwei erstgenannten ersetzen Cu, der letztgenannte wieder Sb. Die kleinen Co- und As- Gehalte stammen wahrscheinlich zum grössten Teil von den kleinen Glanzkobalt- und Arsenkieskörnern her, die in der Regel im Fahlerz zu finden sind. Es ist aber möglich, dass auch diese Elemente zu den eigentlichen Bestandteilen des Fahlerzes gehören (Co ersetzt Cu, As wieder Sb).

In den Fahlerzkörnern sind zahlreiche Spuren von mechanischer Deformation zu beobachten, nämlich Bruchspalten und Spaltensysteme. Mehrere Spalten laufen ununterbrochen in den angrenzenden Magnetkies fort. Dagegen wurde festgestellt, dass eine im Fahlerz vorkommende Spalte am Kontakt zwischen Fahlerz und Kupferkies schroff endet, um wieder an der vorausgesehenen Stelle auf der entgegengesetzten Seite der Kupferkiespartie fortzufahren. Bisweilen scheinen die Spalten dem geschlängelten Lauf der Kontaktlinie zwischen Kupferkies und Fahlerz zu

folgen. Nur sehr selten durchqueren die Spalten ununterbrochen auch die Kupferkiespartien. Dies alles deutet darauf hin, dass der Hauptteil des Kupferkieses jünger als das Fahlerz und der Magnetkies ist und erst nach der Deformation der letztgenannten Erzarten kristallisiert ist. In dieselbe Richtung deutet auch der Umstand, dass Kupferkies stellenweise als Spaltenfüllung im Fahlerz vorkommt. Es sei erwähnt, dass in den im Fahlerz sichtbaren Spalten bisweilen auch kleine Magnetkieskörner beobachtet wurden. Im allgemeinen scheinen Fahlerz und Magnetkies sich ganz inaktiv zueinander zu verhalten und es haben sich zwischen ihnen keinerlei Verdrängungsstrukturen ergeben. Es ist wahrscheinlich, dass das Fahlerz und der Hauptteil des Magnetkieses ungefähr gleichzeitig kristallisiert sind.

ARSENKIES UND GLANZKOBALT

Arsenkies findet sich in den untersuchten Anschliffen nur in geringen Mengen vor. Er tritt als vereinzelte, gut entwickelte Kristalle auf. Bisweilen sind die Arsenkieskristalle kataklastisch zerbrochen. Derartige Kristalle findet man z. B. im Linneit-Kupferkies-Myrmekit (S. 48), der seinerseits keinerlei Spuren von mechanischer Beanspruchung zeigt.

Der Glanzkobalt kommt als kleine Körner, die gute Kristallumgrenzungen zeigen, hauptsächlich im Fahlerz vor. Bisweilen sind Spuren von Korrosion beobachtet worden.

GUDMUNDIT

Von besonderem Interesse ist das verhältnismässig reichliche Vorkommen von Gudmundit. Dieser tritt in drei verschiedenen Arten auf:

1. In gut entwickelten, meistens verzwilligten und in der Regel von Kupferkies umhüllten länglichen Kristallen (Abb. 1, Taf. I). Bisweilen sind diese Bildungen etwas unregelmässiger aufgebaut (Abb. 1, Taf. II). In der Kupferkieshülle beobachtet man Zinkblendekörner sowie zufällig einige kleine Glanzkobalt-, möglicherweise auch Arsenkieskörner. Als Seltenheit sind in den obenbeschriebenen Bildungen in kleinen Mengen *Breithauptit* gefunden worden. Dieser scheint auf irgendeine Weise den Gudmundit zu ersetzen. Man hat stengelige Partien beobachtet, deren eine Hälfte aus *Breithauptit*, die andere wieder aus Gudmundit besteht. Die Grenze zwischen den beiden Mineralien ist scharf und geradlinig, und sie läuft quer zu der Längsrichtung der Stengel. Einige stengelige Partien bestehen zum grössten Teil aus *Breithauptit*. Bisweilen sind rundliche *Breithauptit*körner mit einer dünnen Kruste von Gudmundit beobachtet worden (Abb. 1, Taf. II).

2. In mehr oder minder stengeligen Aggregaten an den Rändern von rundlichen Quarzpartien oder mitten in den letztgenannten (Abb. 2). Teilweise sind die Gudmunditindividuen von Kristallflächen begrenzt.

Stellenweise beobachtet man in ihnen kleine unregelmässig geformte Einschlüsse von Zinkblende.



Abb. 2. Gudmundit (weiss) in mehr oder minder stengeligen Aggregaten an den Rändern einer Quarzpartie (dunkelgrau). Cu = Kupferkies, F = Fahlerz. Vergr. 22 \times . Photo V. Räsänen.

3. In inniger feinkörniger Verwachsung mit Magnetkies und Kupferkies (Abb. 3, Taf. I). Die drei Komponenten sind in ungef. gleichen Mengenverhältnissen vorhanden. Diese Verwachsungen bilden bald unregelmässig geformte, bald längliche, aderförmige Partien im Fahlerz. Die letztgenannten sind oft gleichmässig breit und geradlinig, und sie schliessen sich wahrscheinlich, wenigstens teilweise, an die im Fahlerz vorkommenden Spalten an.

Was die erste Ausbildungsform des Gudmundits betrifft, so hat Ramdohr (1938, Abb. 7, Taf. 3; 1950 a, S. 628, Abb. 359) gleichartige Bildungen aus Jakobsbakken bei Sulitelma beschrieben. Die idioblastischen Gudmunditkörner sind nach ihm beim Zerfall von Fahlerz entstanden. Bei diesem Zerfall entstehen weiter Kupferkies, Magnetkies, Zinkblende und etwas Arsenkies (Ramdohr, 1950 a). Maucher (1939) hat in den Fahlerz-Gudmundit-Paragenesen der Bayerlanderze grosse Idioblasten von Gudmundit, immer von Kupferkies umgeben, gefunden. Die Idioblasten haben oft sehr betont ausgebildete 010-Flächen. Neben, selten in den Idioblasten, liegen kleine Magnetkieskörnchen, doch tritt der Magnetkies hinter dem Gudmundit mengenmässig weit zurück. Auch umschliessen die Gudmundit-Idioblasten manchmal Verdrängungsreste von Arsenkies. Es sei erwähnt, dass die Gudmundit-Fahlerz-Paragenesen mit Quarz nach Maucher (*op. cit.*) im Kieslager der Grube Bayerland auf

einige örtlich sehr begrenzte, tektonisch stark gestörte Gebiete beschränkt sind. Sie treten nur in Reaktionszonen der Sb-reichen Erzgänge mit dem Kieslager auf. Das Fahlerz ist als Reaktionsprodukt zwischen älterer Zinkblende mit Kupferkies und jüngeren antimonreichen Lösungen gebildet worden. Die Gudmundit-Idioblasten wieder sind Neubildungen aus Fahlerz unter Stoffwanderung.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass auch die stengeligen, von Kupferkies umhüllten Gudmundit-Zwillinge im Seinäjoki-Vorkommen durch irgendeinen Zerfall von Fahlerz gebildet worden sind. Dagegen ist es schwer zu schliessen, ob dieser Zerfall infolge Stoffwanderung oder durch Instabilwerden ohne Stoffzufuhr geschehen ist (vgl. Ramdohr, 1938, S. 281).

Die zweite Ausbildungsform des Gudmundits ist, wie aus der Beschreibung von Gavelin (1936) zu schliessen ist, in zwei Erzvorkommen im Skelleftefælde, Bjurliden und Östra Högkulla, vertreten. In den Gangartmineralien Quarz und Calcit findet man hier idiomorphe Kristalle von Gudmundit. In seltenen Fällen können diese Kristalle auch in den Zn-Fe-Sulfiden stecken, ohne dass man einen direkten Zusammenhang mit den Sb-reichen Mineralien beobachten kann.

Ramdohr (1938) hat aus Jakobsbakken Magnetkies-Gudmundit-Verwachsungen beschrieben, die einigermaßen an die dritte Ausbildungsform des Seinäjoki-Gudmundits erinnern. Der Gehalt an Kupferkies ist jedoch viel geringer. Diese Bildungen sind nach Ramdohr »geschwürförmige oder auch gangförmige Partien aus Magnetkies und fast ebenso reichlich Gudmundit neben viel weniger Kupferkies und Zinkblende, aber kein, oder nur ganz untergeordnet Arsenkies«. Nach Ramdohr sind es Neubildungen aus Fahlerz unter Stoffwanderung. Ihre Entstehung ist »verknüpft mit beträchtlicher Wegfuhr von Cu und nennenswerter, aber nicht abschätzbarer von As und mit starker Zufuhr von Fe und wohl Sb«. Aus Broken Hill hat Ramdohr (1950b) Gudmundit-Magnetkies-Kupferkies-Verwachsungen beschrieben, die nach ihm Pseudomorphosen nach Fahlerz darstellen.

Nach Verfassers Meinung sind auch die Gudmundit-Magnetkies-Kupferkies-Verwachsungen im Seinäjoki-Vorkommen Neubildungen aus Fahlerz. Sehr wahrscheinlich ist ihre Entstehung mit ziemlich starker Zufuhr von Eisen verknüpft.

Es dürfte am Platze sein, noch einen Blick auf die Eigenschaften des Seinäjoki-Gudmundits zu werfen. Dieser poliert sich ohne Schwierigkeit sehr gut und das Reflexionsvermögen ist hoch. Der Reflexionspleochroismus ist deutlich. Der Farbwechsel geht von rein weiss bis schwach braun, ein Ton, der dem des Magnetkieses sehr ähnlich ist, obgleich die Stärke der Farbe viel schwächer als bei Magnetkies ist (vgl. Gavelin, 1936, S. 8). Parallel der Längsrichtung der stengeligen Kristalle ist die Farbe rein weiss. Die Anisotropieeffekte sind stark mit deutlichen Farberscheinungen (rötlich-bläulich-grünlich-gelblich).

Was die Schleifhärte des Gudmundits betrifft, so scheint die allgemeine Meinung gewesen zu sein, dass sie eine Spur höher als bei Magnetkies ist (vgl. z.B. Ramdohr, 1937, 1950a; Gavelin, 1936, 1939; Uytendogaardt, 1951). Gavelin ist offenbar auch zu einem einigermaßen abweichenden Ergebnis gekommen. Er schreibt nämlich (Gavelin, 1936, S. 9): »An einer Stelle wurden kleine Einschlüsse von Zinkblende in dem Gudmundit beobachtet. Bei einem Polieren bis die Härteunterschiede zwischen Bleiglanz und Gudmundit mit einem scharfen Relief hervortraten, waren die Härteunterschiede zwischen Gudmundit und Zinkblende kaum wahrnehmbar». Er fügt jedoch hinzu, dass die Schleifhärte der Zinkblende und die des Magnetkieses in den untersuchten Skellefte-Erzen einander sehr ähnlich sind, so dass die Schleifhärte des Gudmundits nicht viel von der des Magnetkieses abweichen kann. Nach Verfassers Untersuchungen ist die Schleifhärte des Seinäjoki-Gudmundits eine Spur niedriger als bei Zinkblende. Sie ist deutlich niedriger als bei Magnetkies, ein wenig niedriger als bei Breithauptit und höher als bei Kupferkies.

Über das Ätzverhalten des Gudmundits liegen im Schrifttum nur wenige Angaben vor. Für Gudmundit aus Yellowknife gilt nach Ridland (1941) folgendes Schema:

HNO_3 — slow in starting, stains gray, then iridescent, then black with effervescence.

HCl , KCN , FeCl_3 , KOH , HgCl_2 — negative.

Diese Angaben werden später von Sampson (1941) und Uytendogaardt (1951) wiedergegeben. Es ist jedoch ganz offenbar, dass das Mineral aus Yellowknife, worauf sich die obenangeführten Ätzversuche beziehen, nicht Gudmundit ist. Es ist nämlich nach Ridland ungefähr gleich hart wie Arsenkies und es fehlt ihm gänzlich der Reflexionspleochroismus. So schreibt auch Sampson (*op. cit.*), dass »the possibility must be borne in mind that Yellowknife material may be a new mineral of different ratios from gudmundite». — Verfasser hat mit dem Seinäjoki-Gudmundit zahlreiche Ätzversuche ausgeführt und ist dabei zu folgenden Ergebnissen gekommen:

HNO_3 — positiv, schnelle Schwärzung.

FeCl_3 — positiv, brauner, gleichmässiger Beschlag, leicht abzureiben.

KOH — positiv.

HgCl_2 — bisweilen undeutliche Beschmutzung, meistens ganz negativ.

HCl und KCN — negativ.

Die beobachteten schönen Gudmunditkristalle im Seinäjoki-Vorkommen sind säulig nach der a-Achse. Es ist wahrscheinlich die Fläche (010), die in der Zone der a-Achse vorherrscht und den stengeligen Habitus verursacht (vgl. Ramdohr, 1938). Es sei erwähnt, dass nach Johansson (1928) auch die Fläche (013) in der erwähnten Zone kräftig entwickelt sein

kann. Die erkennbaren kleinen Endflächen sind wohl die Prismenflächen (110). Die Spur der Verwachsungsfläche in den Gudmundit-Zwillingen verläuft parallel den sichtbaren langen Kanten. Die Zwillingssebene ist sehr wahrscheinlich (010), nach welcher der Gudmundit von Gudmundstorp stets verzwilligt ist (siehe Buerger, 1939). Nach Buergers (1936, 1939) Orientierung ist diese Fläche mit (100) zu bezeichnen.

LINNEIT

kommt nur in myrmekitischen Verwachsungen mit Kupferkies oder mit Magnetkies vor (Abb. 2, Taf. I und Abb. 2, Taf. II). Die erstgenannte Erscheinungsweise des Linneits dürfte nicht sehr ungewöhnlich sein. So kommt dieses Mineral z. B. im N'Changa-Erz, das sich an die hydrothermale Phase einer granitischen Intrusion anschliesst, gewöhnlich mit Kupferkies verwachsen vor (Jackson, 1932). In Seinäjoki findet man Linneitmyrmekite oft in den kontaktzonen zwischen Fahlerz und Magnetkies, aber sie kommen auch, gewöhnlich in länglichen, bisweilen in aderförmigen Partien mitten im Fahlerz vor. Die beiden Myrmekitsorten treten getrennt voneinander oder zusammen in gemeinsamen Gebilden auf. Im letztgenannten Falle sind gewisse Gesetzmässigkeiten zu beobachten. In den aderförmigen Myrmekitpartien ist in der Mittellinie oft ein Streifen von Magnetkies-Linneit-Myrmekit zu bemerken, während die Randpartien aus Kupferkies-Linneit-Myrmekit bestehen (Abb. 2, Taf. II). Wenn die Myrmekite grössere Magnetkiespartien umrahmen, ist dem Magnetkies am nächsten bandförmig Magnetkies-Linneit-Myrmekit, weiter von den Magnetkiespartien entfernt wieder Kupferkies-Linneit-Myrmekit zu beobachten. In beiden Myrmekitsorten sieht man in der Regel Zinkblende in kleinen unregelmässig geformten Körnern. Bisweilen sind im Kupferkies-Linneit-Myrmekit etwas grössere Kupferkiespartien, im Magnetkies-Linneit-Myrmekit wieder grössere Magnetkiespartien zu beobachten. Im allgemeinen scheinen die Myrmekite sehr »selbständige« Bildungen zu sein, die deutlich gegen ihre Umgebung abgegrenzt sind.

Der Linneit ist seiner Farbe nach weiss, mit Stich ins Rötliche oder Violetrosa. In Öl, ebenso neben Gudmundit, wird dieser Farbton kräftiger. Die Schleifhärte ist bedeutend höher als bei Kupferkies, etwas höher als bei Magnetkies. Der Linneit ist vollkommen isotrop.

Was das Ätzverhalten der Mineralien der Linneitgruppe überhaupt betrifft, haben Versuche mit den gewöhnlichen Ätzmitteln nicht eindeutige Resultate gegeben. In den Angaben von Short (1940), Ramdohr (1950 a) und Uytendogaardt (1951) sind jedoch gewisse Übereinstimmungen zu finden. So sind FeCl_3 , KCN, HCl und KOH nach allen Verfassern negativ, HNO_3 und HgCl_2 oft positiv. Es sei noch erwähnt, dass nach Brinkmann (1924) der Ni-freie Kobaltkies der Hendersongrube von keinerlei Ätzmitteln angegriffen wird. Nach Lindgren und Davy (1924) ist der »Polydymit« von Key West-Grube »tarnished blue with slow efferves-

ence by dilute nitric acid», während die anderen Ätzmittel negativ sind. — Für den Linneit von Seinäjoki gilt folgendes Schema:

HgCl_2 — positiv, dunkelbrauner Beschlag.

FeCl_3 — positiv, nach 8—10 Minuten ein gleichmässiger, graubrauner oder brauner, leicht abreibbarer Beschlag.

HNO_3 — positiv.

KCN_3 HCl und KOH — negativ.

Durch Bohren unter dem Mikroskop wurde aus zwei Anschliffen Pulver erhalten, dessen grösster Teil aus Kupferkies-Linneit-Myrmekit mit etwas Zinkblende bestand. Die Pulverproben wurden dann spektralanalytisch untersucht (N. Lounamaa). Dabei gab Co eine sehr kräftige Reaktion. Der Gehalt an Ni war von der Grössenordnung 0.1 — 1 %, die Gehalte an As, Ag, Bi und Pb von der Grössenordnung 0.01 — 0.1, 0.01, 0.01 und 0.003 %.

BERTHIERIT UND SILBERKIES

gehören zu den jüngsten Gliedern des Fahlerzvorkommens von Seinäjoki. Sie treten in den meisten Fällen in den im Fahlerz oder im Magnetkies sichtbaren Spalten- und Bruchzonen auf, gewöhnlich in schmalen aderförmigen Partien (Abb. 3, Taf. II), seltener in etwas ausgedehnteren klumpenförmigen Massen. Bisweilen bilden sie unregelmässig geformte Partien im Kupferkies, ohne dass sich ein direkter Zusammenhang mit den Spaltensystemen beobachten liesse.

Die Korngrösse des Berthierits ist gering. Die Kristallindividuen können isometrisch entwickelt sein, bisweilen aber ist der Habitus mehr oder minder stengelig. Der Berthierit zeigt die charakteristischen Reflexfarben: weiss-braunrosa. Die Anisotropieeffekte sind etwa gleich den bei Antimonglanz. Die Schleifhärte ist niedriger als bei Kupferkies und Fahlerz, bedeutend höher als bei Silberkies.

Der Silberkies tritt, wahrscheinlich in tafeligen Aggregaten, nur in Verbindung mit Berthierit auf (Abb. 3, Taf. II). Hie und da finden sich im Silberkies leistenförmige Einlagerungen von Berthierit, die dem Silberkies // (001) eingelagert sind. Der Reflexionspleochroismus des Silberkieses ist sehr stark. Der Farbwechsel geht von braun (magnetkiesähnlich, vielleicht etwas dunkler) bis braungelb. Auch die Anisotropieeffekte sind lebhaft. In Anschliffen läuft der Silberkies, unter Bildung eines bunten Oberflächenfilms, ziemlich schnell an.

DIE ALTERSFOLE DER ERZ- UND GANGARTEN

dürfte in grossen Zügen schon aus der obigen Beschreibung hervorgehen. Als Zusammenfassung möge folgendes chronologisches Verzeichnis vorgelegt werden:

BILDUNG DER GANGARTEN:

Quarz, Karbonat, farbloser Amphibol.

BRECCIERUNG

BILDUNG DES HAUPTTEILS DER ERZMASSE:

Arsenkies, Glanzkobalt, Gudmundit.

Magnetkies, Fahlerz, Zinkblende, Kupferkies.

BRECCIERUNG

TEILWEISER ZERFALL DES FAHLERZES:

Gudmundit, Breithauptit, Kupferkies, Zinkblende.

DIE SPÄTPHASE IN DER BILDUNG VON ERZARTEN:

Zerfall des Fahlerzes unter Stoffzufuhr:

Gudmundit, Magnetkies, Kupferkies.

Kupferkies, Magnetkies, Magnetkies-Linnet-Myrmekit und Kupferkies-Linnet-Myrmekit mit Zinkblende.

Berthierit, Silberkies.

Der Zeitpunkt des ersten Zerfalls des Fahlerzes lässt sich nicht genau feststellen. Wahrscheinlich schliesst sich jedoch dieser Zerfall ziemlich eng an die Bewegungen an, die die zweite Breccierung verursacht haben.

GENETISCHE BETRACHTUNGEN

Es gibt für die Genesis der fahlerzhaltigen Quarzgänge von Seinäjoki mehrere Deutungsmöglichkeiten. Erstens liegt der Gedanke nahe, dass die Gangfüllung auf hydrothermale Vorgänge zurückgeht, und man könnte annehmen, dass die erzhaltigen Lösungen aus den synkinematischen Massen von Komplexpegmatiten, die in reichlicher Masse in der Umgebung vorkommen, emaniert worden sind (vgl. Saksela, 1934, 1935). In diesen Pegmatiten sind Arsenkies, Löllingit und ein Mineral, das dem Wismutglanz gleicht, angetroffen worden (Saksela und Heiskanen, 1952).

Zweitens lässt sich denken, dass die fahlerzreichen Gangfüllungen ihre Anreicherung einem gewissen »Aufbereitungsvorgang« eines älteren, armen Kieslagers verdanken könnten. Die kleinen Gehalte von z. B. Cu, Zn, Ni und Co können durch Regionalmetamorphose (Dynamometamorphose) mobilisiert werden und sich dann in tektonisch bedingten Zonen anreichern. Zu einem derartigen Ergebnis ist u. a. Maucher (1939) beim Untersuchen der Sb-reichen Paragenesen der Bayerlanderze gekommen. Nach ihm kann die »Aufbereitung« des Kieslagers bei starker Metamorphose zu völliger Abwanderung aller »Verunreinigungen« führen, eine Tatsache, die nach seiner Meinung in der Eintönigkeit und Mineralarmut vieler metamorpher Kieslagerstätten bewiesen ist. Die mobilisierten »Verunreinigungen« können ziemlich weit von der eigentlichen Lagerstätte abwandern.

Eine Anreicherung obenbeschriebener Art dürfte nach Verfassers Meinung nicht sehr ungewöhnlich sein, und sie ist, wenigstens teilweise, u. a. durch die den jüngeren aderförmigen kupferkiesreichen Infiltrationen, die in mehreren karelischen Kieserzgeschieben, desgleichen im Outokumpu-Erz angetroffen worden sind, repräsentiert (vgl. Saksela, 1951). Die ostbothnischen Schiefer enthalten bekanntlich sehr allgemein Kiesminerale, stellenweise in sehr reichlichen Mengen. Das Kiesmaterial besteht hauptsächlich aus Magnetkies und Schwefelkies. Oft ist jedoch schon makroskopisch etwas Kupferkies, sogar Zinkblende, zu beobachten. Vor kurzem haben Marmo und Mikkola (1951) finnische sulfidhaltige Schiefer untersucht und dabei festgestellt, dass der Magnetkies in diesen Schiefen in der Regel nickelhaltig ist. Auch enthält er oft etwas Kobalt.

In der unmittelbaren Nähe des Seinäjoki-Vorkommens sind nicht grössere Kieskonzentrationen gefunden worden; die nächste liegt in Vitinki, 17 km nordwestlich [Saksela (Saxén), 1925]. Es ist aber nicht unmöglich, dass derartige Konzentrationen auch in grösserer Nähe zu finden wären.

Zum Schluss dürfte auch die Möglichkeit in Betracht zu ziehen sein, dass der vulkanogene Leptit selbst, der die fehlerhaltigen Quarzgänge in sich schliesst, in der Bildung der letztgenannten eine gewisse Rolle gespielt hat. Wie sich Maucher (*loc. cit.*) ausdrückt, »kann natürlich auch eine Einwirkung durch Thermallösungen, die in Gebieten ehemaliger vulkanischer Tätigkeit sicher zu erwarten ist, zu Stoffzufuhr und Stoffverschiebungen führen».

LITERATURVERZEICHNIS

- BRINKMANN, MARGARETE (1924) Die kontaktpneumatolytische Kupferlagerstätte der Hendersongrube bei Usakos in Deutsch-Südwestafrika. Z. prakt. Geol. 32, S. 53.
- BUERGER, M. J. (1936) The symmetry and crystal structure of the minerals of the arsenopyrite group. Z. Krist. 95, S. 83.
- (1939) The crystal structure of gudmundite (FeSbS) and its bearing on the existence field of the arsenopyrite structural type. Z. Krist. 101, S. 290.
- GAVELIN, SVEN (1936) Auftreten und Paragenese der Antimonminerale in zwei Sulfidvorkommen im Skelleftefælde, Nordschweden. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, N:o 404.
- (1939) Geology and ores of the Malånäs district, Västerbotten, Sweden. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, N:o 425.
- JACKSON, G. C. A. (1932) The ores of the N'Changa mine and extensions, Northern Rhodesia. Econ. Geol. 27, S. 247.
- JOHANSSON, K. (1928) Mineralogische Mitteilungen. 1. Gudmundit, ein neues Mineral innerhalb der Markasitgruppe. Z. Krist. 68, S. 87.
- LINDGREN, WALDEMAR and DAVY, W. MYRON (1924) Nickel ores from Key West mine, Nevada. Econ. Geol. 19, S. 309.
- MARMO, VLADI and MIKKOLA, AIMO (1951) On sulphides of the sulphide-bearing schists of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 156.

- MAUCHER, ALBERT (1939) Über die Kieserzlagerstätte der Grube »Bayerland« bei Waldsassen in der Oberpfalz. Z. angew. Mineral. 2, S. 219.
- RAMDOHR, PAUL (1937) Erzmikroskopische Untersuchungen an einigen seltenen oder bisher nicht beachteten Erzmineralien. Teil 1—3. Zentr. Mineral. Geol., A, S. 193—211, 289—303.
- (1938) Antimonreiche Paragenesen von Jakobsbakken, Sulitelma. Norsk Geol. Tidsskr. 18, S. 275.
- (1950 a) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin.
- (1950 b) Die Lagerstätte von Broken Hill in New South Wales im Lichte der neuen geologischen Erkenntnisse und erzmikroskopischer Untersuchungen. Heidelberger Beitr. Mineral. Petrog. 2, S. 291.
- RIDLAND, G. CARMAN (1941) Mineralogy of the Negus and Con mines, Yellowknife, Northwest Territories, Canada. Econ. Geol. 36, S. 45.
- SAKSELA (SAXÉN), MARTTI (1925) Om mangan-järnmalmfyndigheten i Vittinki. Referat: Das Eisen-Manganerzvorkommen von Vittinki. Fennia 45, N:o 11.
- (1934) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 3. Vaasa. Helsinki.
- (1935) Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande 110.
- (1950) Über einige in Ostfinnland angetroffene Kieserzgeschiebe. C. R. Soc. géol. Finlande 24; Bull. Comm. géol. Finlande 154, S. 137.
- SAKSELA, MARTTI und HEISKANEN, ERKKI V. (1952) Über die Geologie und das Goldvorkommen des Valkeakoskigebiets, SW-Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande 25; Bull. Comm. géol. Finlande 157, S. 81.
- SAMPSON, EDWARD (1941) Notes on the occurrence of gudmundite. Econ. Geol. 36, S. 175.
- SHORT, M. N. (1940) Microscopic determination of the ore minerals. U. S. Geol. Survey Bull. 914.
- UYTENBOGAARDT, W. (1951) Tables for microscopic identification of ore minerals. Princeton, New Jersey.

ERKLÄRUNG DER TAFELN

TAFEL I

Abb. 1 Ein Gudmunditkristall (weiss) von Kupferkies (hellgrau) umhüllt in Fahlerz (dunkelgrau). Schwarz ist Zinkblende. Die sehr kleinen weissen Kristalle (mit Relief) sind Kobaltglanz.
Vergr. 570 ×. Photo V. Räsänen.

Abb. 2. Verwachsung von Linneit (hellgrau) und Kupferkies (etwas dunkler grau). Oben zwei grössere Partien von Fahlerz (dunkelgrau). Der längliche Kristall mit Relief ist Arsenkies.
Vergr. 200 ×. Photo V. Räsänen.

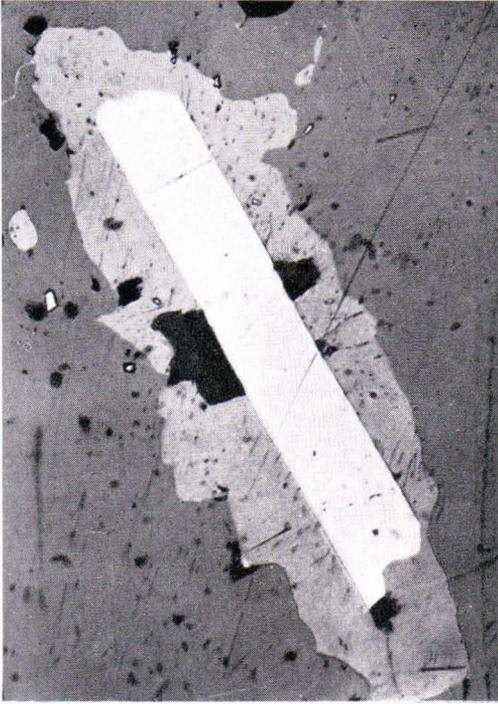
Abb. 3. Feinkörnige Verwachsung von Gudmundit (weiss), Kupferkies (hellgrau) und Magnetkies (dunkelgrau) in Fahlerz. Vergr. 710 ×. Ölimmersion. Photo V. Räsänen.

TAFEL II

Abb. 1. Gudmunditaggregate (weiss) von Kupferkies (hellgrau) umhüllt in Fahlerz (dunkelgrau). Die schwarzen Partien bestehen zum grössten Teil aus Zinkblende. Die Pfeile weisen auf kleine rundliche Breithauptitkörner mit dünner Gudmunditkruste. Vergr. 350 ×.
Photo V. Räsänen.

Abb. 2. Myrmekitische Verwachsung von Linneit (weiss) und Magnetkies (dunkelgrau) in Fahlerz. Zwischen Fahlerz und Linneit-Magnetkies-Myrmekit ein Saum von Linneit-Kupferkies-Myrmekit (links). Cu = Kupferkies. Vergr. 570 ×. Photo V. Räsänen.

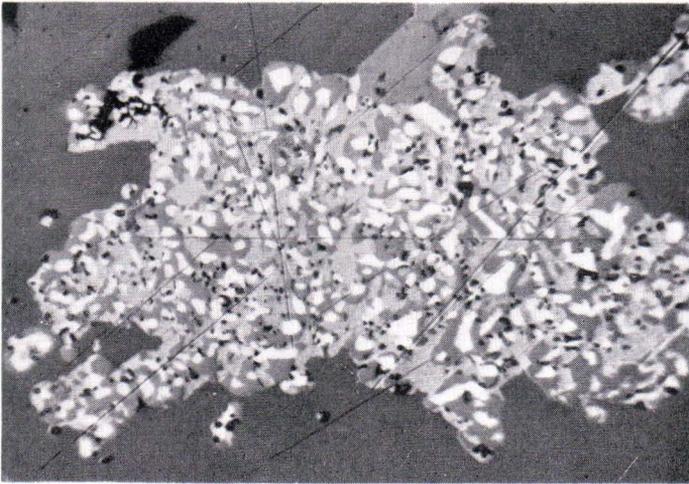
Abb. 3. Berthierit (weiss) und Silberkies (etwas dunkler) als Füllmasse in zwei Spalten in Fahlerz. Vergr. 1115 ×. Ölimmersion. Photo V. Räsänen.



1



2



3

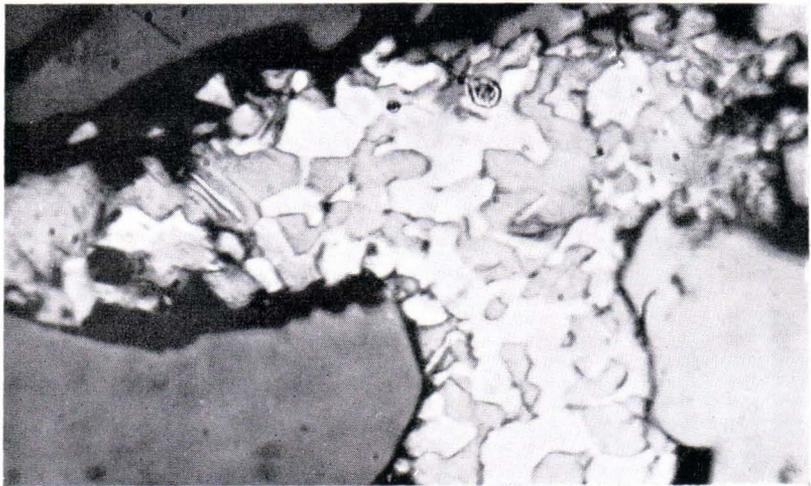
Martti Saksela: Das Fehlerzorkommen von Seinäjoki, Süd-Ostbothnien, Finnland.



1



2



3

Martti Saksela: Das Fahlerzvorkommen von Seinäjoki, Süd-Ostbothnien, Finnland.

ÜBER ELEKTROMAGNETISCHE VERTIKALSONDIERUNGEN
NACH HAALCK NEBST EINER WEITERENTWICKLUNG DER
DARSTELLUNG DER MESSERGESBNISSSE ¹

VON
ADOLF A. T. METZGER

Geologisch-Mineralogisches Institut, Åbo Akademi, Åbo.

AUSZUG

Eine neue Methode zur Darstellung der Messergebnisse nach dem elektromagnetischen Verfahren von Haalck wird beschrieben und an Hand von Beispielen erörtert. Eine erweiterte Anwendung der Methode zur elektromagnetischen Kartierung wird beschrieben.

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	53
ZUM PRINZIP DER METHODE VON HAALCK	54
DIE DARSTELLUNG DER MESSERGESBNISSSE	56
ANWENDUNGSBEISPIELE	58
DIE ANWENDUNG ZUM KARTIEREN	62
SCHLUSSWORT	64
LITERATUR	64

EINLEITUNG

Haalck und Ebert (1932) veröffentlichten die Ergebnisse einer neuen elektromagnetischen Methode der Vertikalsondierung. Diese Methode, die auf dem Vergleich des horizontalen Feldes des sich im Boden ausbreitenden Elektrodenstroms mit dem vertikalen Felde der Kabelanordnung beruht, wurde auf verschiedene stratigraphische Probleme angewandt. Meines Wissens ist über eine weitere Anwendung der Methode später nichts weiter veröffentlicht worden. Sie ist von Haalck (1934, S. 259) erwähnt und ebenso bei Heiland (1940) und Fritsch (1949). Jakosky (1950) hat eine im Prinzip ähnliche Methode beschrieben, die aber mit einer gänzlich anderen, viel komplizierteren Instrumentierung arbeitet.

¹ Eingegangen am 21. Januar 1952.

Bei der geoelektrischen Untersuchung quartärer Sedimente auf dem kristallinen Felsgrund Finnlands habe ich mich hauptsächlich aus zwei Gründen für die Haalcksche Methode interessiert. Bei den üblichen Potentialmethoden, sowohl den eigentlichen Widerstandsverfahren wie auch den Quotientmethoden, spielen die Verhältnisse im Boden an der Oberfläche oft eine störende Rolle. Diese Verfahren fordern bekanntlich grosse Homogenität in horizontaler Richtung. Ist diese nicht vorhanden, weder an der Oberfläche noch in der Tiefe, tritt häufig der Fall ein, dass die Messergebnisse, wenn überhaupt, so nur qualitativ gedeutet werden können. Da die von Haalck ausgearbeitete Methode in bezug auf das Messresultat von den Verhältnissen an den Elektroden völlig unabhängig ist, wird schon hierdurch ein guter Teil der Schwierigkeiten der Potentialverfahren überbrückt werden. Man kann aber auch von vornherein davon ausgehen, dass die Messergebnisse mehr direkt durch die Verhältnisse im Halbraum unter dem Messpunkt bestimmt werden, während seitlich gelegene Störungen das Ergebnis weniger beeinflussen können.

ZUM PRINZIP DER METHODE VON HAALCK

Bekanntlich erregt der zwischen zwei Elektroden dem Boden zugeführte Strom ein an der Oberfläche horizontal gerichtetes Feld H_y . Das zum Vergleich benutzte Kabelfeld H_c steht dagegen senkrecht. Ein am Messpunkt aufgestellter Induktionsrahmen wird nun von beiden Feldern beeinflusst. Ist der Strom audiofrequent, so ist es möglich mittels Verstärker und Kopfhörer die Richtung des resultierenden Feldes durch Schwenken des Rahmens um die horizontale Achse zu finden. Die gesuchte Richtung ist durch Stille oder ein Minimum im Rahmen gekennzeichnet, und kann durch den Winkel θ gegen die Horizontale bestimmt werden. Es ist dann

$$\text{ctg } \theta = H_y/H_c \quad (1)$$

sowie

$$H_y = H_c \text{ ctg } \theta \quad (2)$$

Das Ergebnis ist also gänzlich unabhängig von der Stromstärke, die aber natürlich insofern Bedeutung hat, als sie genügen muss, um ein messbares Feld im Boden zu erzeugen.

Ist nun der Halbraum zwischen den Elektroden und unter dem Rahmen, der in der Mitte zwischen den Elektroden und auf deren Verbindungslinie steht, homogen und isotrop, so wird der Neigungswinkel θ immer mehr zunehmen, je mehr die Elektrodenbasis verlängert wird. Dies beruht darauf, dass das Erdfeld H_y immer mehr gegen die Tiefe verschoben wird, also an der Oberfläche immer schwächer wird. Zum

Schluss wird der Neigungswinkel zum Rechten, da das Kabelfeld allein verherrschen wird. Theoretisch tritt dies ein, wenn die Elektrodenbasis unendlich lang wird.

Wenn nun der Halbraum weder homogen noch isotrop ist, so wird der Zuwachs von Θ nicht in derselben Weise erfolgen. Er soll nun zunächst angenommen werden, dass eine Schicht mässiger Leitfähigkeit in einer Tiefe h von einem Nichtleiter unterlagert wird. Der Nichtleiter habe eine unbegrenzte Mächtigkeit.

Es ist nun möglich den Anteil des Stromes zu berechnen, der unter eine gewisse Tiefe h eindringt. Bezeichnen wir diesen Anteil mit Jh und den Gesamtstrom mit J , so ist

$$Jh/J = 2/\pi [\pi/2 - (\operatorname{tg}^{-1} 2h)/L] \quad (3)$$

wobei L die Elektrodenbasis ist. Ist L klein im Verhältnis zu h , so wird der gesammte Strom praktisch genommen in der oberen Schicht fließen. Ist nun z. B. $L = 2h$, so wird nach (3) ungefähr 50 % des Stromes unter h eindringen. Da sich aber hier ein Nichtleiter ausbreitet, kann der Strom nicht unter h eindringen und die 50 % desselben werden nach oben verlagert. Die natürliche Folge hiervon ist, dass der Neigungswinkel langsamer zunimmt, als dies normalerweise geschehen würde. Der Neigungswinkel wird also, so lange der Strom hauptsächlich in der oberen Schicht fließt, mit einem gewissen Gradienten zunehmen. Wird dann bei wachsendem Elektrodenabstand das Feld H_y durch den nach oben gepressten Strom verstärkt, so muss der Gradient sich ändern und flacher werden.

Es sei nun, als weiterer theoretischer Fall, angenommen, dass die untere Schicht den Strom besser leite als die obere. Die zweite Schicht sei nun auch nicht unendlich mächtig, sondern sei in einer Tiefe h_2 von einer nichtleitenden Schicht grosser Mächtigkeit unterlagert. Betreffend der besseren Leitfähigkeit der zweiten Schicht wollen wir noch die Einschränkung machen, dass diese Leitfähigkeit nicht diejenige kompakter sulfidischer Erze erreiche, sondern immer noch eine mittlere Leitfähigkeit sei. Die Einwirkung der leitenden Schicht ist nun die folgende. Von einer gewissen Länge der Elektrodenbasis ab wird ein bedeutender Teil des Stromes in dem zweiten Leiter fließen. Das Feld an der Erdoberfläche wird also entsprechend abgeschwächt. Die Zunahme des Neigungswinkels wird schneller, der Winkelgradient also steiler. Wenn aber die Elektrodenbasis dann die Tiefe h_2 bedeutend überschreitet, wird sich die nichtleitende Unterlage bemerkbar machen, und der Winkelgradient wieder flacher werden.

Diese Darstellung der Einwirkung eines geschichteten Untergrundes auf das Messergebnis weicht von der von Haalck (1932, 1934) gegebenen ab. Haalck nimmt an, dass das Vorkommen eines besseren Leiters eine

langsamere Zunahme, ja sogar eine Abnahme des Neigungswinkels bewirken würde. Es ist mir allerdings nicht klar, worauf Haalck diese Annahmen stützt. Jedenfalls kann man bei einem Vergleich seiner Messungen über dem Braunkohlenvorkommen von Ville (siehe Haalck und Ebert, 1932; Heiland, 1940, Abb. 10—96) mit den entsprechenden Widerstandsmessungen von Stern (1932, 1933) (siehe Heiland, *op. cit.*, Abb. 10—72 rechts) an demselben Orte feststellen, dass einer Abnahme des Neigungswinkels eine Zunahme des Widerstands entspricht. Dies steht im vollen Einklang mit der von mir oben gegebenen Erklärung der Erscheinungen. Wir werden dies auch weiter unten an Hand von Beispielen bestätigt finden.

Es bleibt jedoch immer noch übrig zu erwägen, was eintreffen wird, wenn die leitende Einlagerung durch einen wirklich erstklassigen Leiter, z. B. einen sulfidischen Erzkörper, ersetzt würde. Im kompakten Erze dieses Typs werden bekanntlich sekundäre Ströme induziert, deren Feld ebenfalls horizontal gerichtet ist. Es würde dann tatsächlich eine Verstärkung von *Hy* erfolgen, die dem Anwachsen des Neigungswinkels entgegenarbeitet. Es könnte dann allerdings das eintreffen, was Haalck voraussagt, nämlich ein Flacherwerden oder sogar Abnehmen des Winkelgradienten. Allerdings wird dann auch ein neues Moment hinzukommen, nämlich der Phasenunterschied zwischen den Feldern. Kann dieser festgestellt oder gar gemessen werden, so wird man diesen Sonderfall von anderen unterscheiden können. Leider habe ich bisher keine Gelegenheit gehabt, entsprechende Feldversuche zu machen.

Die bei den Versuchen verwendete Apparatur war möglichst einfach. Ein Schwingaudion war die Stromquelle. Die Frequenz konnte zwischen 300 und 800 Hz verändert werden. Die Elektroden waren aus Winkeleisen. Der Empfangsrahmen hatte einen Durchmesser von 40 cm und hatte 2000 Windungen. An den Rahmen war ein Paar Kopfhörer über einen dreistufigen Verstärker angeschlossen. Der Rahmen war um eine vertikale und horizontale Achse drehbar. Der Neigungswinkel wurde auf einem ölgedämpften Klinometer, System Suunto, abgelesen. Dieser Klinometer erlaubt es noch 0°:1 genügend genau abzuschätzen. Auch die Anordnung des Kabels war möglichst einfach. Für das Vertikalsondieren wurde der Kabel in einem offenen Viereck um den Messpunkt herumgelegt. Das Viereck hatte die Abmessungen 5 × 10 bzw. 10 × 20 m. Haalck hat auch andere Anordnungen vorgeschlagen; wir haben jedoch zunächst von diesen abgesehen.

DIE DARSTELLUNG DER MESSERGEBNISSE

Die Messergebnisse wurden von Haalck und Ebert in der Form von Winkeldiagrammen dargestellt. Die Neigungswinkel wurden auf der

Ordinate, die Elektrodenabstände auf der Abszisse abgetragen. Die so erhaltenen Winkelkurven zeigen dann Knicke in der Linienführung, die dann zur Deutung der Messungen verwendet werden. Im folgenden soll nun ein anderes Verfahren, das bei unseren Untersuchungen angewendet wurde, beschrieben werden.

Es ist ohne Schwierigkeit möglich, das Kabelfeld im Messpunkte zu berechnen. Verwendet man dieselbe Kabelanordnung in allen Fällen, hat man es nur nötig, das Feld für ein oder zwei Kabelanordnungen zu berechnen.

Es ist aber auch möglich, das Erdfeld Hy für den homogenen und isotropen Halbraum zu berechnen. Dies hat Koenigsberger (1927) für einen Einzelpol durchgeführt. Für die Doppelquelle hat Jakosky (1950) das magnetische Feld berechnet. Es hat folgende einfache Form:

$$Hy = J[1/x + 1/(L-x)] \quad (4)$$

wobei x der Abstand des Messpunktes von einem der beiden Pole ist. Für den Mittelpunkt der Elektrodenbasis, wo $x = L-x = 0.5 L$ ist, wird (4)

$$Hy = 4J/L \quad (5)$$

Aus Gleichung (1) ist es nun möglich, den Normalwert des Neigungswinkels zu berechnen, d. h. den Wert, den Θ über einem homogenen und isotropen Halbraum annehmen müsste, wenn das Kabelfeld konstant bleibt und die Elektrodenbasis verändert wird. Es ist dann:

$$\text{ctg } \Theta = Hy_{\text{norm.}}/Hc \quad (6)$$

Dies bedeutet, der ctg des normalen Θ ist das Verhältnis des normalen Erdfeldes zum Kabelfeld; dieses Verhältnis nennen wir den Normalquotienten.

In der Natur ist der Halbraum unter dem Messpunkt weder homogen noch isotrop. Infolgedessen werden die beobachteten Winkelwerte von den normalen abweichen. Also wird auch der beobachtete Quotient vom Normalquotienten verschieden sein. Es ist dann:

$$\text{ctg } \Theta_{\text{beob.}}/\text{ctg } \Theta_{\text{norm.}} = Hy_{\text{beob.}}/Hy_{\text{norm.}} = F_R \quad (7)$$

F_R nennen wir den Feldquotienten. Dieser gibt eine bessere Vorstellung von den Verhältnissen im Untergrund als die reinen Winkelwerte. Ist der Feldquotient kleiner als Eins, so hat der Boden eine bessere Leitfähigkeit als normal. Ist der Feldquotient grösser als Eins, so leitet der Boden schlechter.

Haalek hat festgestellt, dass die Elektrodenbasis zur Tiefe im Verhältnis 3—2.5/1 steht. Um die erreichte Tiefe zu erhalten, muss also die Elektrodenbasis mit einem Faktor von 0.33—0.4 multipliziert werden. Diese Beobachtung stimmt gut mit unseren Erfahrungen überein.

ANWENDUNGSBEISPIELE

Die ersten Versuchsmessungen wurden auf dem Os von Kräkö südlich Borgå (Porvoo) in Südfinnland vorgenommen. Dieses Gelände wurde aus folgendem Grunde gewählt. Bekanntlich sind Oser glazifluviale deltaartige Ablagerungen von Sand und Kies mit rasch wechselndem Aufbau sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung. Es war also zu erwarten, dass die Elektroden bei ihrer Verlegung über sehr wechselnden Grund wandern würden. Es gab daher gute Gelegenheit, den Einfluss der wechselnden Verhältnisse an den Elektroden zu beobachten. Der Einfluss war nicht zu spüren, vorausgesetzt der Strom war stark genug, um ein gutes Signal zu geben. Weiterhin konnte der Einfluss seitlich gelegener Störungen studiert werden. Auch in dieser Beziehung konnte kein Einfluss beobachtet werden. Die Voraussetzung einer erfolgreichen Anwendung der Haalekschen Methode war also gegeben.

Abb. 1 zeigt nun zunächst ein einfaches Winkeldiagramm für zwei Stationen *A* und *B*, die ungefähr 50 m voneinander entfernt auf dem unteren Abhänge des Oses liegen. Die Kurve *N* ist diejenige für den Normalwinkel. Die Kurven steigen ziemlich steil an bis zu $L = 50\text{--}60$ m. Von $L = 75$ m an werden dieselben bis zu $L = 180$ m, der längsten

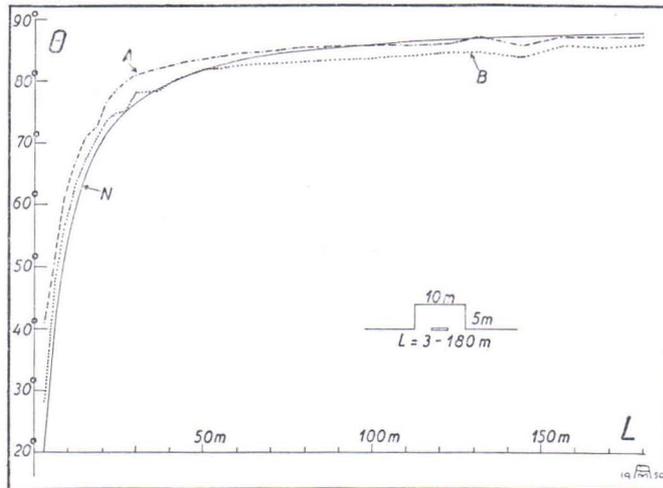


Abb. 1. Veränderung des Neigungswinkels an den Stationen *A* und *B*, Os von Kräkö. Nach Metzger (1951).

Elektrodenbasis, die hier angewendet wurde, ziemlich flach. Die beobachteten Winkelwerte liegen anfangs über dem normalen Wert, kriechen dann aber unter denselben. Hieraus können wir den Schluss ziehen, dass eine Formation schlechterer Leitfähigkeit eine besser leitende unterlagert. Einige Unregelmässigkeiten erscheinen in den Kurven, sie sind aber wenig hervortretend. Eine gewisse Parallelität kann jedoch beobachtet werden.

Abb. 2 gibt nun die Feldquotienten für die beiden Stationen wieder. Die Quotienten steigen im allgemeinen mit wachsender Elektrodenbasis an. Die obere Formation muss also besser leitend sein als die untere. Vergleicht man die beiden Kurven, so findet man einige wohl erkennbare

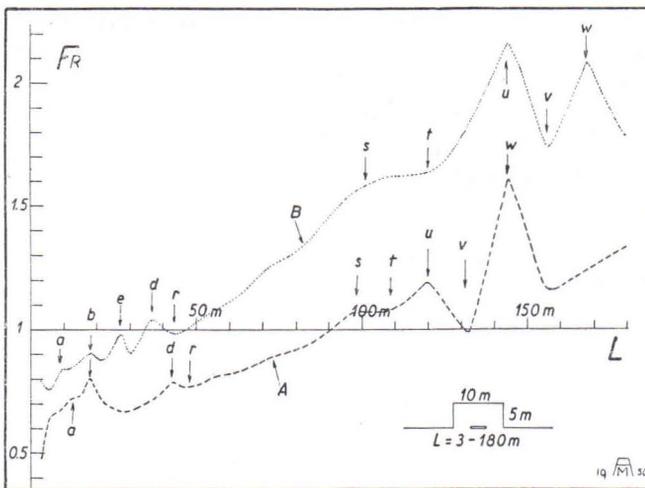


Abb. 2. Die Feldquotienten an den Stationen A und B, Os von Kräkö. Nach Metzger (1951).

parrallele Züge. Dieselben sind mit den Buchstaben *a*, *b*, *c*, *d*, usw. bezeichnet worden. Die Indikationen *a*, *b* und *d* werden in beiden Kurven wiedergefunden, während *c* auf die Kurve *B* beschränkt ist. Von dem tiefen Punkt *r* an steigen die Kurven beständig bis Punkt *s*. Hier verlaufen sie ganz flach um dann von Punkt *t* an bis Punkt *u* anzusteigen.

Der tiefgelegene Punkt *r* gibt die Lage des Felsgrundes unter dem Os an. Die Indikation erscheint in der Kurve *A* bei $L = 48$ m und in der Kurve *B* bei $L = 44$ m. Hieraus können wir den Schluss ziehen, dass der Felsgrund bei *A* in 16 m Tiefe und bei *B* in 14,5 m Tiefe liegt. Der erste Teil der Kurven spricht für das Auftreten von verschiedenen Schichten mit wechselnder Leitfähigkeit. Wir wollen hier nicht näher auf diese Einzelheiten eingehen, sondern solche Betrachtungen noch verschieben. Es sei hier aber auf einen Umstand von grossem Interesse hingewiesen. Bei grossem Elektrodenabstand (über 100 m) erscheinen

die sehr deutlichen Indikationen u , v und w . Die ausgeprägte Parallelität zwischen den beiden mit einem Zeitintervall von einigen Tagen aufgenommenen Kurven lassen eine Zufälligkeit ziemlich ausgeschlossen erscheinen. Es ist also wahrscheinlich, dass diese Indikationen durch Strukturen im Felsgrunde selber hervorgerufen sind. Der Felsgrund in dieser Gegend ist Rapakiwigranit. Dieses Gestein hat eine grosse Neigung zur Bankung. Es ist möglich, dass die erwähnten Indikationen durch diese Neigung hervorgerufen sind.

Es ist natürlich von grossem Interesse, die Ergebnisse der Vertikalsondierung mit denjenigen in Bohrlöchern zu vergleichen. Abb. 3 zeigt einen solchen Fall, so die Sondierung in der Nähe eines Bohrloches aus-

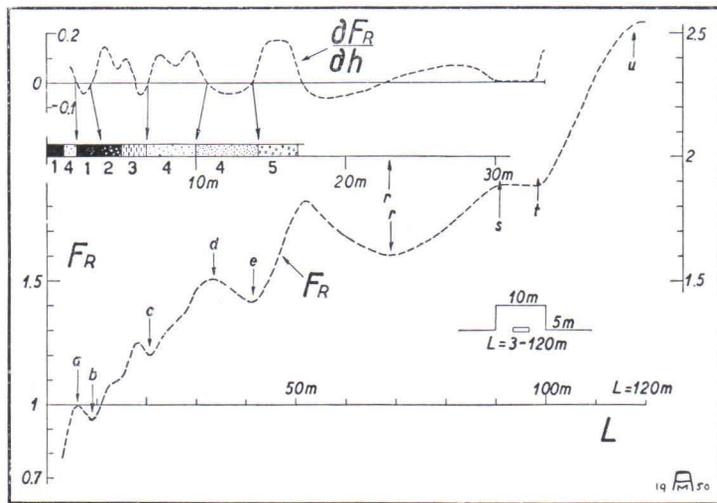


Abb. 3. Vertikalsondierung an einem Bohrloch, Os von Kråkø. 1, Ton; 2, sandiger Ton; 3, Schluff; 4, Sand; 5, grober Kies. Nach Metzger (1951).

geführt wurde. Das Bohrloch wurde 1937 unter Leitung des verstorbenen Dr. Thord Brenner bis auf 17 m Tiefe abgeteuft. Die Stelle liegt etwa 200 m weit von den Stationen A und B entfernt. Es ist daher recht interessant, dass mehrere der dort gefundenen Indikationen hier wiederzufinden sind. Die Kurve beginnt mit einem steilen Anstieg bis Punkt a . Dieser ist durch den Einfluss eines dünnen Sandlagers bedingt, das nahe unter der von Ton gebildeten Oberfläche liegt. Der Tonhorizont unter dem Sandlager bewirkt das Absinken des Quotienten bis zu Punkt b . Dieses Tonlager geht im unteren Teil in Schluff über. Die untere Grenze desselben wird durch den Punkt c bezeichnet. Das nun erscheinende Sandlager ist im oberen Teil ziemlich grob. Der Feldquotient steigt bis der untere Teil des Sandlagers, hier sehr feinkörnig und durchfeuchtet, erreicht wird. Nach einem Absinken des Quotienten zwischen den Punk-

ten d und e , beginnt die Kurve einen steilen Anstieg. Im Bohrloch wurde in der entsprechenden Tiefe ein sehr grobes Kieslager oder Schotter angetroffen, das der Bohrer dann nicht mehr durchsinken konnte. Es wurde angenommen, dass die Oberfläche des Felsgrundes wieder durch Punkt r indiziert ist, bei $L = 54$ m. Dies entspricht einer Tiefe von 18 m. Dies stimmt gut mit später vorgenommenen mechanischen Sondierungen.

Im oberen Teil der Abb. 3 ist noch eine weitere Kurve abgebildet. Diese Kurve stellt die erste Derivate des Feldquotienten dar, welche wir als **Feldgradienten**

$$F_G = \partial F_R / \partial h \quad (8)$$

bezeichnen können. Die Abbildung zeigt, dass der Feldgradient noch besser die Schichtenfolge darstellt, als der Felquotient selber. Hier kommt auch die Grenze zwischen Ton und Schluff zum Ausdruck.

Es ist interessant festzustellen, dass die flache Partie der Kurve zwischen den Punkten s und t hier wiedererscheint, trotz des grossen Abstandes zu den Messpunkten A und B .

Bisher haben wir es mit Vertikalsondierungen auf dem unteren Abhang des Oses zu tun gehabt. Abb. 4 zeigt nun die Ergebnisse einer Sondierung auf dem Scheitel des Oses, ebenfalls in der Nähe eines Bohr-

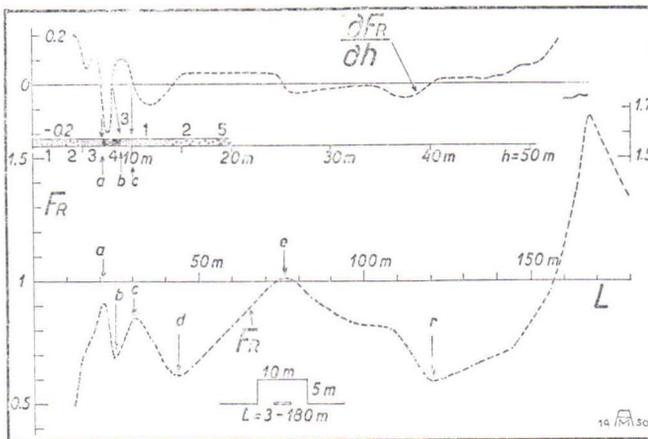


Abb. 4. Vertikalsondierung an einem Bohrloch, Os von Kräkö. 1, Feinsand; 2, Grobsand; 3, mittelkörniger Sand; 4, Ton; 5, Grobkies. Nach Metzger (1951).

loches. Das Bohrloch hat eine Tiefe von 20 m. Der markanteste Zug der Kurve ist die schöne Indikation des in etwa 9 m Tiefe auftretenden Tonlagers. Dieses Tonlager fällt steil gegen N und E hin ab. Es kommt aber trotzdem in der rechten Tiefe im Elektrogramm. Der Felsgrund erscheint hier bei $L = 120$ m, also in einer Tiefe von 40 m.

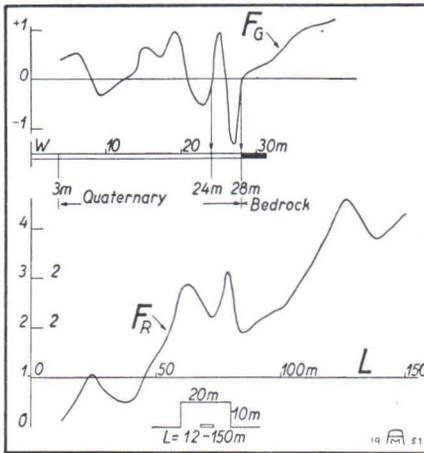


Abb. 5. Vertikalsondierung über einer wasserbedeckten Station auf dem Kyrkfjärd in Pargas. Originalzeichnung.

Wasser Tiefe eine andere elektrische Indikation, die möglicherweise die obere Grenze einer in dieser Gegend unter den Tonen liegenden Schicht mit Moräne bezeichnet.

DIE ANWENDUNG ZUM KARTIEREN

Bisher wurde die Methode lediglich zum Vertikalsondieren angewendet. Sie kann aber auch zum Kartieren verwendet werden. Zu diesem Zweck wird der Kabel so ausgelegt, dass das offene Viereck bedeutend grösser wird. Die Elektroden werden entweder an den Endpunkten des zu vermessenden Profiles konstant gehalten, oder mit einem bestimmten, aber konstantem Abstand entlang der Profillinie bewegt. Die letztere Methode ist jedoch etwas umständlich.

Stehen die Elektroden konstant in den Endpunkten des Profiles, so wird der Empfangsrahmen der Linie entlang bewegt. Man muss doch vermeiden, zu nahe an den Elektroden zu messen. Aus diesem Grunde

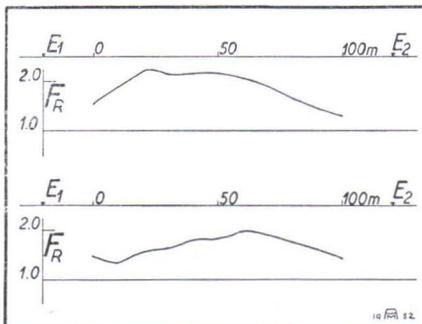


Abb. 6. Elektromagnetische Profile bei Sysilax, Pargas. Originalzeichnung.

Wir verlassen nun den Os von Kråkø, um eine Sondierung zu beschreiben, die auf dem Eise der Förde Kyrkfjärden in Pargas, Südwestfinland, durchgeführt wurde (Abb. 5). Die Wasserbedeckung ist im Mittel 3 m. Das Wasser ist brackisch. Die Elektroden wurden in die postglazialen Tonsedimente eingesenkt. Der Zweck der Sondierung war die Feststellung der Tiefe der Felsoberfläche. Von dem Gradienten konnte geschlossen werden, dass der Felsgrund in etwa 28 m Tiefe liegt. Eine mechanische Sondierung hat eine Tiefe von 24 m erreicht, wo harter Grund dieselbe aufhielt. Es liegt nun in dieser

sollte die Elektrodenbasis etwa zweimal so lang sein wie das zu vermessende Profil. Dann bleiben auf jeder Seite je ein Viertel der Elektrodenbasis ausserhalb der Messlinie. Abb. 6 zeigt uns ein Beispiel. Die vermessenen Profile waren 100 m lang, die Elektroden lagen je 50 m ausserhalb der Profilen. Der Kabel wurde von den Elektroden aus senkrecht 50 m hinausverlegt und dann in diesem Abstand der gesamten Elektroden-

basis parallel verlegt. Als Stromquelle diente hier ein von einem Benzinmotor getriebener Generator. Normalwinkel und Normalquotienten können für jede Kabelführung berechnet werden, und dann der Wert des Feldquotienten für die vermessenen Punkte berechnet werden. Verläuft der Kabel nicht konstant in derselben Höhe, müssen die üblichen Korrekturen vorgenommen werden.

Abb. 6 zeigt zwei Profile, die auf dem Eis der Sysilax-Förde in Pargas vermessen wurden. Der Feldquotient ist grösser als Eins, da der kristalline Felsgrund hier stark einwirkt. Der Feldquotient gibt also das Steigen und Absinken eines gewissen Leithorizontes, hier die Grenze zwischen der Erdbedeckung und dem Felsgrund, an. Die wirkliche Tiefe kann aus dem Profil nicht ohne weiteres vorausgesagt werden. Aber es wird immer möglich sein, den Massstab der Kurve durch Anschluss an Bohrungen, durch Vertikalsondierungen oder auch seismische Methoden zu bestimmen. Da die Methode schnelles Arbeiten erlaubt, namentlich wenn man mit zwei Kabelausrüstungen versehen ist, kann die täglich durchlaufene Profilstrecke recht bedeutend werden. Auf Grund mehrerer paralleler Profile können dann Isoquotientenkarten hergestellt werden, die eine gute Vorstellung von der Topographie des Leithorizontes geben.

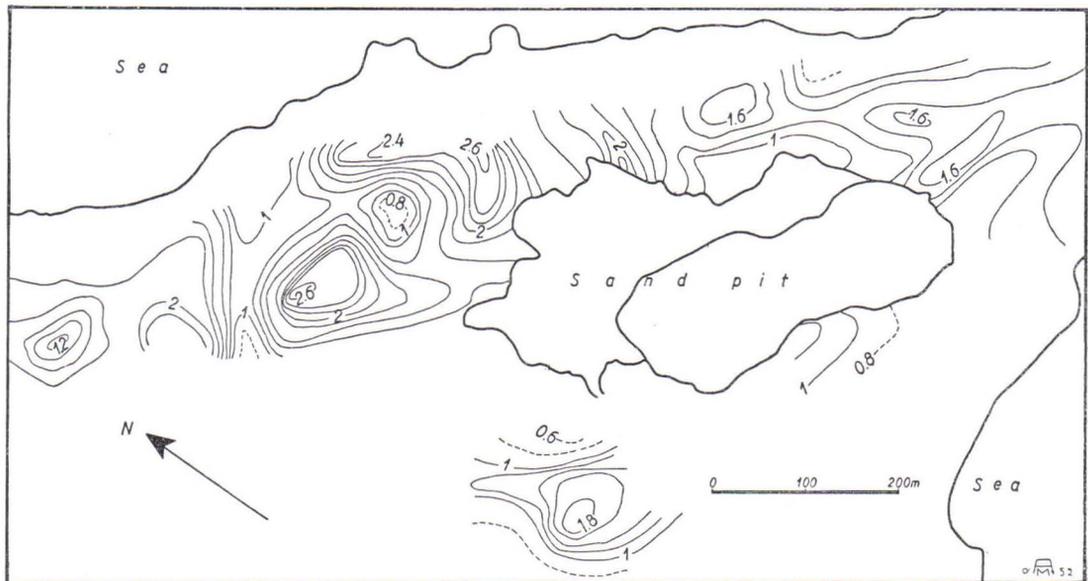


Abb. 7. Isoquotientenkarte des Oses von Kräkö für die -20 m-Sohle. Originalzeichnung.

Man kann auch Isoquotientenkarten rein auf Grund eines Netzes von Vertikalsondierungen konstruieren. Hierbei kann man so vorgehen, dass die Karte ein bestimmtes Niveau darstellt. Abb. 7 zeigt eine solche Karte über den Os von Kräkö für die -20 m-Sohle, d. h. 20 m unter NN. Der Os streicht in der NW—SE Richtung. Die Sandgrube ist an der

SW-Flanke angelegt. Die hohen Quotienten im NE und N der Grube werden durch die Kerne von grobem Kies und Steinen im Os bedingt. Die niedrigen Quotientenwerte sind Depressionen zwischen den Kernen und sind mit Feinsand ausgefüllt. ENE von der Sandgrube unter einer flachen Tonebene haben die Sondierungen einen Buckel des Felsgrundes, der als Rundhöcker in die Feinsandschichten unter dem Ton hinaufragt, sehr schön entdeckt. Die Karte gibt eine gute Vorstellung von der Struktur des Untergrundes.

SCHLUSSWORT

Die Methode von Haalek ist bei unseren Arbeiten zum Studium quartärer Sedimente und deren Mächtigkeit über dem Felsuntergrund angewandt worden. Hierbei hat die Methode sich als vorteilhafter erwiesen, als die von mir früher (Metzger, 1944, 1949) angewandten Widerstandsmethoden. Die Haalcksche Methode kann sowohl zum Sondieren als auch zum Kartieren verwendet werden.

Die bisher vermessenen Probleme sind typische Flachstrukturuntersuchungen gewesen. Es erhebt sich die Frage, ob die Methode auch für Probleme grösserer Tiefe anwendbar ist. Hier steht man offenbar vor ähnlichen Fragen, wie die bei den Widerstandsmethoden. Die verhältnismässig gut leitenden alluvialen und quartären Sedimente, wie Moore und Tonlager, können auch hier die Einwirkungen aus dem Felsgrund maskieren. Man wird in der Frequenz erheblich herabgehen müssen, wobei man dann auch einen anderen Nullindikator verwenden muss als die Kopfhörer. Die in Kråkö aus grösserer Tiefe als die Felsoberfläche erhaltenen Indikationen, die oben beschrieben wurden, scheinen jedoch dafür zu sprechen, dass die Methode auch für grössere Tiefen verwendbar ist.

Die angewendeten Apparate gehören der Geologischen Abteilung der Pargas Kalkbergs Aktiebolag. Ich wünsche der Leitung für alles Entgegenkommen und die Erlaubnis zur Veröffentlichung auf das Beste zu danken. Herr Stud. geol. Birger Anderson und Herr Stud. geol. Jarl Nyfors haben einen grossen Teil der Sondierungen durchgeführt. Herr Markscheider Gunnar Honkanen hat mehrere Profile vermessen. Frau Toini Honkanen half bei der Anfertigung der Abbildungen. Allen beteiligten Mitarbeitern spreche ich meinen herzlichsten Dank aus. Die Ergebnisse der ersten Sondierungen in Kråkö wurden zuerst in schwedischer Sprache als Preisschrift von der Svenska Tekniska Vetenskapsakademi i Finland 1951 veröffentlicht.

LITERATUR

BRENNER, THORD (1937) Rapport över undersökningar i Kråkö. Manuskript im Archiv der Pargas Kalkbergs AB.

- HAALCK, H. (1934) Lehrbuch der angewandten Geophysik. Berlin.
- HAALCK, H. und EBERT, A. (1932) Eine elektromagnetische Messungsmethode mit Elektrodenverlegung zur Aufsuchung von Leitfähigkeitsunterschieden im Untergrund. *Z. Geophys.* 8, S. 409.
- FRITSCH, VOLKER (1949) Grundzüge der angewandten Geoelektrik, Wien.
- HEILAND, C. A. (1940) Geophysical Exploration, New York.
- JAKOSKY, J. J. (1950) Exploration Geophysics, 2nd Ed. Los Angeles.
- METZGER, ADOLF A. T. (1944) Om användandet av elektriska motståndmätningar vid geologiska undersökningar. *Vuoriteollisuus — Bergshanteringen.* H. 3—4, S. 9.
- (1948) Contributions à l'étude électrique des dépôts quaternaires. *C. R. Soc. géol. Finlande* 22; *Bull. Comm. géol. Finlande* 144, S. 3.
- (1951) Om en utveckling av Haaleks elektromagnetiska metod för elektrisk lodning med hänseende till en förbättrad tolkning av resultatet. *Svenska Tekn. Vetensk.-Akad. Finland, Acta* 15, No. 1.
- STERN, W. (1932) Über ein geoelektrisches Schurfverfahren zur indirekten Bestimmung der Decken und Flözmächtigkeiten. *Braunkohle* 149, S. 236.
- (1933) Das Widerstandsverfahren zur Untersuchung von Tektonik und Hydrologie des Untergrundes. *Beitr. angew. Geophys.* 3, S. 182.

ON SOME OFFSET STRUCTURES IN DILATION DIKES ¹

BY
SIMO KAITARO

Geological Survey of Finland, Helsinki

ABSTRACT

The manner of origin of the apparent offset in the course of a dike caused by the zig-zag character of the primary dike fissure is discussed. The importance of geometrical analysis to the consideration of the shape of a dike as a three-dimensional body and of the direction of the movement during the opening of the fissure in space is pointed out.

The structural features and contact relationships of dikes are often used as criteria for the relative age of pre-Cambrian rocks and of later geological events. It is true that, after careful study, these features may tell very much about the history of the rocks. There are, however, more difficulties than generally supposed when interpreting what features are primary and what originated in later epochs. Many a geologist seems to assume that the shape of dikes was primarily as simple as possible and he is inclined to explain even small irregularities in their form and course as results of later metamorphism, movements, etc. Such is the case particularly in the description of pre-Cambrian areas, where all kinds of metamorphic processes have been possible. A more logical way of dealing with the matter would be to try at first to find some primary reason of these structural irregularities. This problem has been discussed in very little detail even in the handbooks of structural geology, and even when a more detailed structural analysis has been made, it has mostly considered ore veins and bodies, the structure of which may not have the same character as that of rocks in general. Newhouse (1942) pointed out the importance of geometrical analysis in the structural study of ore deposits. It is important also for the interpretation of other structures, but such analyses have not been generally made even in

¹ Received January 30, 1952.

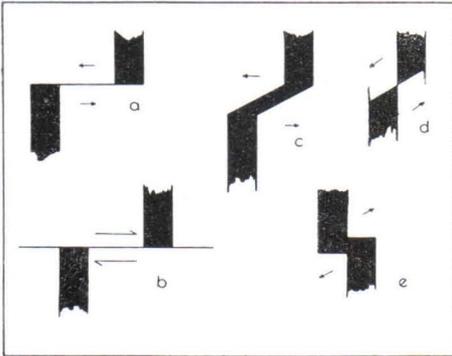


Fig. 1. Plane views of some characteristic offset structures in dilation dikes: a, offset caused by the opening of a compound fissure with two perpendicular fissure directions; b, the same configurations caused by a later fault; c, pinching of a dike achieved by widening of a compound fissure with an oblique link fissure; d, directions of displacement lying in the plane of an oblique transverse fissure; e, direction of displacement oblique to both fissure directions.

studies in which structural problems play an important role. Therefore some features may have been misinterpreted. Some scattered observations found in such works and even in my own detailed field studies directed my attention to some dike forms, which are confusing because they may be of several different origins. Before discussing these observations an analysis of some forms will be given, such as those which may arise by the opening of a compound fissure that has one main direction and several transverse fissures.

When the transverse fissure and the direction of the movement lie in the plane perpendicular to the main fissure (Fig. 1 a), or when, in

general, the direction of the movement lies in the plane of the transverse fissure (Fig. 1 d), the visible form is the same as that caused by a transsecting fault of later origin (Fig. 1 b). In the former case, however, the displacement consisted of a simple opening of the fissure, and its amount is to be determined from the thickness of the dike but not from apparent slip or offset. The displacement caused by a later fault may be measured, as usual, from the edge in the one part of the broken dike to the corresponding edge in the other part and it is, when different parts of the dike are well separated, greater than the thickness of the dike.

If well-developed pre-existing joint systems exist in the country rock, transition forms may be obtained. Simultaneously with the opening, by tension, of fractures in one direction and their occupation by the dikes, the other cross joints may have been worked by fault displacement. The amount of displacement may then vary from that caused by zig-zag fracture to that resulting from a later fault. On the other hand, if the main fissure continues over the apparent fault (Fig. 1 d), it indicates that the transverse fissure developed first by the opening of the main dike. This is obviously the most natural manner of formation of such apparent offsets in general, because by the further opening of the dike echelons formed by the splitting of a continuous dike of a lower level (Anderson, 1951, p. 55) a connecting link fissure will develop. This breaking is especially favored by the eventual presence of shear.

If the direction of the movement does not lie in the plane of transverse fissure, it achieves forms which differ more from faulted dikes and are

therefore less confusing. The dike has a zig-zag form, usually with pinching, corresponding to a transverse fissure (Fig. 1 c). Because of the relation of the movement to both of the fissure directions, the forms may be very variable, and when the irregularities in form of the dike fissure are less angular, curved or comply with foliation of the wall rock, they may be readily misinterpreted as later folded structures because of the similarities in form.

In the above analysis the surface shape of the possible form has been given on one special plane parallel to direction of the displacement and at least almost perpendicular to the main fissure. The forms are therefore completely valid in a horizontal rock surface only for vertical dikes. Special attention must always be paid to the fact that the dike is a three-dimensional body, that the displacement might not have consisted only of separation, and that its direction may not have been in the plane perpendicular to the fissures, as assumed in the above analysis. Considering this, small irregularities in the primary fissure may cause dike forms which are difficult to interpret.

Many structures may even have more than one possible interpretation. Thus, the form may be brought about by two separate movements, the directions of which lie in the plane of the figure. The first displacement may be a tensional opening of the dike fissure, and the other may produce a strike slip, the result of which is the same as that caused by one single oblique movement (shown by the arrow in Fig. 1). To produce the given form without any traces of faulting, both the displacements must have been simultaneous with dike intrusion. Still more possibilities exist, if other possible lateral movements which do not lie in the horizontal plane are considered. Suppose that there is a tensional opening of jagged or zig-zag fissure with steeply inclined cross joints (Fig. 2 a). A strike slip which tends to form a gap in the opened parts produces the form

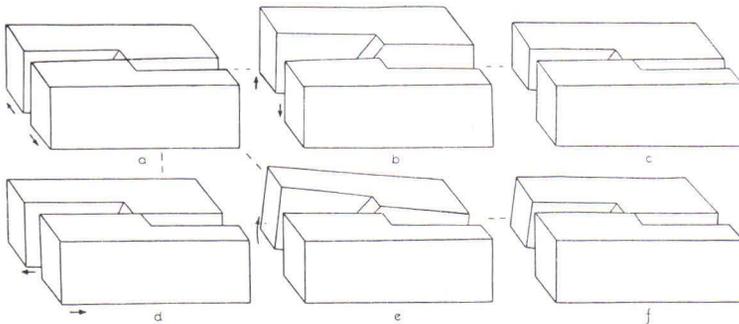


Fig. 2. Block diagrams showing the eventual manners of origin of a gap in a jagged dike. a, compound fracture produced by simple separation of the wall blocks, the cross fracture dipping to the left; b, the same after vertical displacement, a dip slip; c, b after erosion of the upthrown block; d, the same fissure after a strike slip; e, pattern resulting from rotational displacement; f, e after erosion.

given in Fig. 2 d. But the same form may also result from vertical or rotational movement (Fig. 2, c and f). An overlap as presented in Fig. 1 e may form by any of these processes and in addition by a simple oblique displacement tending to separate the walls of a cross fissure. The shape of the dike alone does not indicate the kind of movement, and it is necessary to observe the other structures also. It is obvious that when greater vertical movements take place, the structures of both wall blocks do not fit well into each other. It may be possible also to observe the lateral displacement by studying the deviation of the other structural markings. Moreover, one may expect that during the intrusion and the dike formation the original predominately upward-directed magmatic pressure may have given rise not only to a tensional separation of the walls of the dike, but also to a lateral displacement of the wall rock blocks.

Most structures have the same attitude with bedding or foliation of the rock, in which they occur, but pre-existing dikes and some markings of earlier movements, such as faults and joints, may be exceptional. Even though the transsecting structures in different positions appear as continuous plates that are useful as key planes, their offset in surface pattern caused by displacement of wall blocks may be different and even opposite (see Bateman, 1947, p. 364). The variable relationship depends in each instance on the relation of the plane to the direction of the movement. If the direction of the movement is parallel to the key plane, it will cause no offset, but when it is perpendicular thereto the offset will be at its maximum. If different offsets are observed for key planes with different attitudes, it may be possible to find an approximate direction of the movement, and consequently there is a chance to construct displacement in space (Willis, 1934, pp. 390), and not only in the plane of a rock surface. This is of great importance for correct interpretation of shear fractures.

To find the real reason of the offset in every special instance it is necessary to try to characterize both primary and secondary features. In the most distinct instance, the fault displacement crosses all structures in the wall rock and is perhaps represented by real slickensides, etc. (Fig. 1 b). But even considering that the fault is healed, it is possible to trace the displacement in the markings and bands of the wall rock. The degree of recrystallization may seldom be assumed to be high enough to have destroyed all features caused by the fault. Because of differences in the plasticity of silicic and subsilicic rocks (Edelman, 1949), the granitic wall rock as a more plastic material may only be folded while the subsilicic dike breaks down during the same movements. Then, in the wall rock, the visible flow structure develops near the offset of the dike (Fig. 3).

Only geometrical criteria given by the surface configuration of the dike and by wall rock structure were discussed in the previous paragraphs. These characteristics can be completed by other important field evidence.

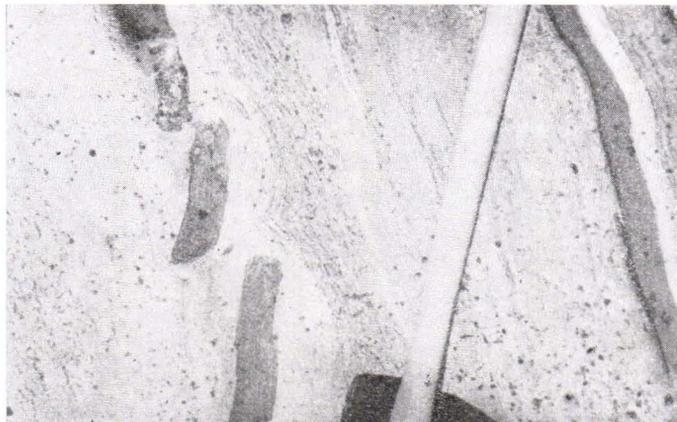


Fig. 3. Amphibolite dikelets parallel to the foliation on the northern shore of the Mosshaga Island, Åland Archipelago. The gneissose wall rock shows flow lines at the offset of the dike. The other dikelet nearby is almost straight.

One of the most useful criteria favoring the primary origin of an offset structure is the chilled margin or fine-grained contact also located against the transverse wall. If this evidence is distinctly present, the offset cannot be caused by a later fault. When the displacement of wall blocks has continued both during the later stages of dike intrusion and afterwards, it has produced foliation in the dike rock and, perhaps, after final consolidation also fracturing.

For the correct understanding of the character of the dike structure it is necessary to try to visualize its vertical structure. If a part of the dike is gently inclined and an uneven rock surface is observed, the visible pattern of the dike may be peculiar and difficult to interpret, if the dip of the dike is not considered also.

In his reports on migmatites and associated rock in southwestern Finland J. J. Sederholm described many interesting dike structures. I had the opportunity to visit some dikes in the Åland (Åhvenanmaa) Archipelago studied by Sederholm (1934), most of which occur in the Åva area. The shape of the lamprophyric dikes in this area first called my attention to the problem discussed. Forms as given in Figs. 1 and 2 are very common in the Åva area. The localities will be described in a forthcoming paper devoted to regional studies. Among other dikes, one of the most irregularly shaped diabase dikes in Eckerö will be discussed particularly in the following.

On the western shore of Eckerö and in the neighboring islands near Skeppsvik many diabase (ossipite) dikes occur (Sederholm, 1934, pp. 58—60). Sederholm illustrated the form of the dikes in some drawings and photographs. I had the opportunity to study in detail some of these localities. »A very irregular faulted dike» (Sederholm, 1934, Fig. 40) is



Fig. 4. Diabase dike in a promontory north of Skeppsvik, Eckerö, Åland. The westernmost part with east-west direction in the drawing of Sederholm (1934, Fig. 40) is here viewed from the southwest. The handle of a hammer serving as a scale on the right side of the picture leans against the almost vertical steplike scarp which goes across the dike (dark rock). The diabase surface sloping gently to the left is the upper contact of the dike sheet which submerges under its hanging wall in the background.

found in a promontory north of Skeppsvik. Sederholm (1934, p. 59) gives the locality, erroneously, as being south of Skeppsvik. This dike fills a typical zig-zag fissure which is formed by nearly east-westerly directed, mainly gently northward-dipping fissures (Fig. 4), the connecting links being steep narrow fissures. The tilted character of the main dike fissure and the rugged surface of the cliff produce the irregular surface configuration, the contours being given in the drawing of Sederholm. In the vicinity of this dike there are other dikes dipping gently northward and also having an irregular outcrop pattern. This pattern is well reproduced in a drawing, but the photograph taken almost in the direction of the dike reveals its straight course (Sederholm, 1934, Figs. 38 and 39).

When even the chance of a zig-zag fissure of a dike is considered, it is still its three-dimensional character that forms a stumbling block. Edelman (1949, p. 36) described a dike with a typical apparent offset with connecting link fissure which does not continue further in the wall rock. He considered only a simple opening of the fissure, even though according to him this does not explain everything. Consequently, this structure remained an unsolved problem to Edelman also because of the alignment of foliated structure in both walls, which, however, may be only apparent and perhaps caused by some lateral and more vertical movement along the dike fissure. One possibility is that the direction

of the displacement causing the opening of the fissure was parallel to the line of intersection of the planes of schistosity and of transverse fissure. But if it is considered that the opening of fissure was tensional it may be the result of later lateral movement. The direction of this displacement must have been parallel to the transverse fissure, but not to the schistosity of the wall rock, and the formation of the undeviating structure was accidental¹. The later recrystallization and development of schistosity of the wall rock appear to me at all events rather improbable.

Lindroth (1946) described faulted dikes in the region of Bispsberg. One of his pictures showing a greenstone dike (p. 520) revealed that the fault is not visible in the wall rock. The structure of the dike is comparable to that in Fig. 1 a. He apparently considered the form of the dike as evidence of faulting. He did not discuss the structure of the wall rock, a gneissose granite, where the real evidence of fault displacement must be sought.

A picture of a »broken and displaced» tinguaitic dike from the Alnö district was given by von Eckermann (1948, Plate 56, Fig. 3). According to the photograph the dike may be explained to have been formed by a simple dilation process with a mechanism similar to that presented in Fig. 1 e. Consequently, it is not necessary to assume any later special conditions of formation (von Eckermann, 1948, p. 72).

The last-mentioned examples from literature were not chosen as being erroneously interpreted, because their true character can be determined only from visits to the localities. The purpose of this paper is to show that all structural features were not observed, or that some possibilities were not considered in the explanation of the structures. Particularly, those possible manners of formation which to my mind seem to be most probable were not discussed.

Because verbal descriptions tend to be inadequate, the manner of formation of the dike structures discussed can be realized only with the help of a photograph or at least a drawing of the dike. Even the illustrations can be misleading or erroneous, if the pattern is not well visible and if some critical parts are perhaps not exposed. Only in obvious instances a drawing may be assumed to be a true reproduction of Nature, unbiased by the geologist's personal opinions. Perhaps a still greater chance of misinterpretation is rendered by a photograph or drawing which gives the contours on a ragged topography, because it does not reveal the real structural pattern.

The features described in the pattern of the dike are merely small details, but the misinterpretation of such details may have far-reaching consequences which give an erroneous basis for the further studies. For many petrological and geological problems a field study observing mega-

¹ Dr. Edelman, after reading this paper, stated that these interpretations agree with his field observations (personal communication).

scopic structural features is of great importance. Especially when the manner of emplacement of dikes and other intrusives is considered, field work reveals the most important criteria for dilation or replacement character of the rock formation. These problems of space belong to the domain of field geology, and only a careful field study supplemented by microscopic research can lead to their proper solution.

REFERENCES

- ANDERSON, E. M. (1951) The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. 2nd Ed. Edinburgh.
- BATEMAN, ALAN M. (1947) Economic mineral deposits. 3rd Printing. New York.
- VON ECKERMANN, HARRY (1948) The alkaline district of Alnö. Sveriges Geol. Undersökn., Ser Ca., Avhandl. och Uppsats. 36.
- EDELMAN, NILS (1949) Structural history of the eastern part of the Gullkrona basin, S. W. Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 148.
- NEWHOUSE, W. H. (1948) Ore deposits as related to structural features. Princeton, New Jersey.
- LINDROTH, GUSTAV T. (1946) Överskjutningar inom Bispbergs traktens berggrund och deras praktiska betydelse. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 68, p. 510—530.
- SEDERHOLM, J. J. (1934) On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland III. The Åland Islands. Bull. Comm. géol. Finlande 107.
- WILLIS, BAILEY and WILLIS, ROBIN (1934) Geologic structures. 3rd Edition. New York.

IDOCRASE FROM PITKÄRANTA, EASTERN FENNOSCANDIA ¹BY
PENTTI HARJANNE*Institute of Geology, University of Helsinki*

ABSTRACT

A specimen of idocrase from Lupikko in the Pitkäranta area possesses abnormal properties. This idocrase is zoned, and its crystal faces are very light-colored and have quasi-metallic luster. The different zones were separated by centrifugation in heavy liquids, and their optical and chemical properties were investigated. Three minerals were found: (a) a pure idocrase containing fluorine, (b) idocrase containing more MgO and (OH) and less CaO than the common variety, and (c) chlorite of a composition between penninite and clinocllore.

INTRODUCTION

The specimen investigated, from Lupikko in the Pitkäranta area, consists of a group of well-developed, slender prisms, most of them being a few cm long. The prism faces of the larger crystals are grooved parallel to the c-axis, while those of the small crystals are smooth. The color of the mineral is abnormally light, showing a metallic, silver-like luster.

A thin section made parallel to the c-axis showed that the crystals are zoned. The core of the crystals is light in color and is surrounded by darker zones running parallel to the c-axis. The zones are dark grey, almost opaque, and very thin (less than 0.1 mm). The boundaries between the zones and the core are sharp. Near the crystal faces, the zones are thicker and their color is greenish grey. The zonal structure is so delicate that it was impossible to distinguish the individual green layers under the microscope.

SEPARATION OF MATERIAL

To prepare pure material, the surrounding mineral, fluorite was removed mechanically, with a steel needle, from the surface layer of the

¹ Received February 2, 1952.

idocrase crystals. This could be done easily because the cleavage of the surface layers was eminent. However, this procedure was successful only with large crystals. Examination under the microscope showed that the material so prepared was very impure containing much of the core material. Therefore, the separation with heavy liquids was necessary. The specific gravity of the core material was found to be a little greater than that of the surface layers.

The large crystals, 15 grams in all, were crushed and sieved through 200 mesh. The small crystals were not used, because the fluorite is of nearly equal specific gravity as the middle fractions and could not be eliminated. After sedimentation in water, the separation was carried out by centrifugation in Clerici solution. In spite of the very small particle size, the separation was incomplete, and only the core material could be separated in a rather narrow specific gravity interval (see Table I, in which the important fractions only are included). Therefore, in order to get enough material for chemical analysis, it was necessary to allow rather wide specific gravity limits for the other fractions. Their amounts were still fairly small.

Table I. Results of separation of zoned idocrase

No. of fraction	Limits of specific gravity	Description	Amount, g
1	3.428—3.421	Core material of crystals, almost pure, colorless	2.4
2	3.286—3.186	Material of thin grey layers, in some cases mixed with fraction 1	0.86
3	2.688—2.438	Green material	0.18

OPTICAL INVESTIGATION

The refractive indices (see Table II) were determined by the immersion method. The values found do not indicate the real birefringence, especially in fractions 2 and 3, which were the most heterogeneous ones. The double refraction of the core material was measured by the Berek compensator. The double refraction of the grey and green zones was lower, but it was impossible to get exact values because of the extreme thinness of the layers.

The optical character was determined in a thin section cut parallel to the *c*-axis. In the light material and in the grey zones it was negative, but the green layers were usually positive. The extinction in the core and in the zones was parallel to the *c*-axis. In a thin section cut at right angle to the *c*-axis, the core appears isotropic, whereas the zones parallel to the crystal faces show feeble double refraction. The birefringence in powdered material was nearly equal for the light and grey fractions. However, the green fraction was almost isotropic, and only few crystals showed weak birefringence by the gypsum plate.

CHEMICAL COMPOSITION

The analyses of fractions 1 and 2 were done mainly according to the instructions of Groves (1937). Because of the small amount of the sample, the hygroscopic water and the constitution water were determined in the sample used for the main portion. For the same reason fluorine was determined by a colorimetric semi-micro method. The procedure was a modification of the method of Steiger (1908) and Mervin (1909). Two hundred milligrams of the sample were used and the other weights and volumes were proportionally smaller. The measurement were made with a photoelectric colorimeter, and the equivalents were found from the standard curve. This method was checked by the PbClF method.

Only the main analysis and the determination of water were made on fraction 3.

The results of the optical and chemical investigations are given in Table II. The data were published by Eskola (1951).

Table II. Chemical composition of idocrase from Pitkäranta (Columns 1—3: Analyst, Pentti Harjanne. Columns 4—5: Analyst, A. Varma)

Constituent	Fraction 1	Fraction 2	Fraction 3	4	5
SiO ₂	36.86	34.11	31.2	36.48	35.92
TiO ₂	n. d.	n. d.	n. d.	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	17.93	18.23	18.8	16.29	16.55
Fe ₂ O ₃	1.76	4.44	8.4 ¹	2.81	2.96
FeO	2.54	0.85	n. d.	2.44	2.51
MnO	0.37	0.39	n. d.	0.31	0.28
MgO	2.82	8.03	24.2	3.92	3.88
CaO	36.15	29.10	5.6	34.62	34.85
Na ₂ O	0	0	n. d.	0.49	0.55
K ₂ O	0	0	n. d.	0.24	0.24
F	1.42	2.31	n. d.	0	0
SnO ₂	n. d.	n. d.	n. d.	~0.15	~0.15
BeO	n. d.	n. d.	n. d.	~0.20	~0.20
H ₂ O+	0.65	3.59	12.4 ²	1.11	0.90
H ₂ O-	0.09	0.10	0.5	n. d.	n. d.
less O for F ₂	100.59	101.15	101.1	99.06	99.33
	0.60	0.98			
Total	99.99	100.17	101.1	99.06	99.33
Sp. gr. (limits)	3.421—3.428	3.186—3.286	2.438—2.688	3.384	3.370
ω (or γ)	(Max.) 1.709	(Max.) 1.682	(Max.) 1.599	1.7145	1.7134
ε (or α)	(Min.) 1.703	(Min.) 1.655	(Min.) 1.579	1.7111	1.7105
Double refr.	0.003	0.003	0.003	0.0034	0.0029

CONCLUSIONS

Varma also investigated the idocrase from Lupikko (see Eskola 1951), but he separated the material without centrifugation. His results (columns 4 and 5 in Table II) differ in nearly all points from my results as given

¹ Total Fe.

² Loss on ignition.

in column 1, and the deviations are clearly caused by his having used a more impure material for his analyses. This is indicated by the specific-gravity data as well as the chemical analyses.

The data in Table II also indicates that the core of the crystals (fraction 1) consists of pure idocrase. In fraction 3 the specific gravity, the refractive indices, and the chemical composition agree closely with those of chlorite, the value for CaO being the only exception. Considering the fact that the green zones are very thin, one might suppose that fraction 3 is impure also and contains still some idocrase, corresponding to the percentage of CaO (5.6 %). Fraction 3 thus contains 15.5 % idocrase of composition similar to that of fraction 1. This amount of idocrase has been subtracted from the composition of fraction 3. The remainder (see Table III, column 2) is the pure mineral of fraction 3, and its percentage composition is presented in Table III, column 3. In chlorite, magnesium is partly replaced by ferrous iron and aluminium is replaced by ferric iron. The calculations given in column 4 are based on the assumption that the contents of ferrous and ferric iron are nearly equal. These

Table III. Recalculation of the chemical composition of fraction 3 a

Constituent	1 Fraction 3	2 Remainder after subtraction	3 Remainder, %	4 FeO = Fe ₂ O ₃
SiO ₂	31.2	25.5	30.0	30.0
Al ₂ O ₃	18.8	16.0	18.8	18.8
Total Fe (as Fe ₂ O ₃)	8.4	7.6	8.9	4.5
FeO	n. d.	0	0	4.0
CaO	5.6	0	0	0
MgO	24.2	23.8	27.9	27.9
H ₂ O(loss on ign.)	12.4	12.3	14.4	14.4
Total	100.6	85.2	100.0	99.6

values agree closely with the composition of a clinocllore containing 51 % amesite, 34 % antigorite, 9 % daphnite, and 6 % ferroantigorite (Winchell and Winchell, 1951); the differences are less than 3 % (see Table IV).

Because of the high percentage of ferric iron in fraction 2, one may suppose that the amount of ferrous iron is small in fraction 3. If the percentage of ferric iron in fraction 3 is higher than that given in Table III, column 4, the corresponding composition is that of a chlorite correspondingly richer in daphnite.

The green zones (fraction 3) were optically positive in a thin section cut parallel to the c-axis. According to the optical investigation, the structure of these zones is similar to that of micas, the scales being parallel to the prismatic faces of the idocrase. Consequently, the green mineral is optically negative.

Table IV. Chemical composition and physical properties of fraction 3 and of clinochlore

	Fraction 3	Clinochlore (according to Winchell and Winchell, 1951)
SiO ₂	30.0	28.7
Al ₂ O ₃	18.8	21.3
Fe ₂ O ₃	4.5	4.0
FeO	4.0	4.2
MgO	27.9	29.5
H ₂ O	14.4	12.5
Sp. gr.	2.438—2.688	2.7
ω (Max.)	1.599	β 1.58
ε (Min.)	1.579	
Double refr.	0.003	0.007
Optical character	—	+

The low specific gravity, negative optical character, and very weak birefringence are characters peculiar to penninite. If one also considers its chemical composition, he may state that the green mineral that forms extremely thin layers on the idocrase and gives the crystals their quasi-metallic luster is a chlorite of a composition between penninite and clinochlore.

In the identification of fraction 2, one might think that it consists, according to analysis 2, of impure idocrase containing a little chlorite. This fraction appears, however, nearly pure under the microscope, and its refringence is only a little lower than that of fraction 1. Therefore it must be idocrase containing in its structure more MgO and (OH) and less CaO than common idocrase does.

I wish to express my sincere gratitude to Professor Pentti Eskola for suggesting this problem and for advice and encouragement during my work.

REFERENCES

- ESKOLA, PENTTI (1951) Around Pitkäranta. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A, III, N:o 27, p. 73.
- GROVES, A. W. (1937) Silicate analysis. London.
- MERWIN H. E. (1909) Coloration in peroxidized titanium solutions with special reference to the colorimetric methods of estimating titanium and fluorine. Am. J. Sci. 28, p. 119.
- STEIGER, GEORGE (1908) The estimation of small amounts of fluorine. J. Am. Chem. Soc. 30, p. 219.
- WINCHELL, ALEXANDER N. and WINCHELL, HORACE (1951) Elements of optical mineralogy. Part II. New York. p. 381.

ÜBER DIE GEOLOGIE UND DAS GOLDVORKOMMEN DES VALKEAKOSKIGEBIETES, SW-FINNLAND¹

VON

MARTTI SAKSELA UND ERKKI V. HEISKANEN

*Geologisches Institut, Universität Helsinki und Ruskealan Marmor Oy,
Kerimäki*

AUSZUG

Der Felsgrund in Valkeakoskigebiet ist aus Glimmergneis, gneisartigem Granodiorit, Quarzdiorit und Pegmatiten aufgebaut. Die Verfasser beschreiben die petrographische Beschaffenheit sowie die tektonische Erscheinungsweise und die gegenseitigen Altersverhältnisse dieser Gesteine. Der Granodiorit und die Pegmatite sind postbothnisch, der Quarzdiorit sehr wahrscheinlich präbothnisch. — Was das Goldvorkommen betrifft, so sind die Erzminerale in einer spaltenreichen Zone im Quarzdiorit angereichert und treten in engster Verbindung mit einem aplitischen Granit, dem sog. Zuckergestein, auf. An die Erzbildung schliessen sich gewisse metasomatische Prozesse an.

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	81
GEOLOGIE DES VALKEAKOSKIGEBIETES	82
BESCHREIBUNG DER GESTEINE	82
TEKTONIK	87
ÜBER DIE KONTAKT- UND ALTERSVERHÄLTNISSE DER GESTEINE	88
DAS GOLDVORKOMMEN	90
ALLGEMEINES	90
BESCHREIBUNG DER ERZARTEN	90
DIE ENTSTEHUNG DES GOLDVORKOMMENS	92
VERGLEICHSPUNKTE AUS ANDEREN GEBIETEN	94
LITERATURVERZEICHNIS	95

EINLEITUNG

Die Aufmerksamkeit wurde auf das Valkeakoskigebiet gelenkt infolge eines Goldvorkommens, das dort im Frühjahr 1946 entdeckt wurde. Das Vorkommen kam ans Licht beim Sprengen eines 2—3 m tiefen

¹ Eingegangen am 25. Januar 1952.

Abflussgrabens in Roukonmäki, im nördlichen Teil der Landstadt Valkeakoski. Weil schon die ersten dem Vorkommen entnommenen Probestücke sich als unerwartet goldreich erwiesen, wurden hier im Sommer 1946 und darauffolgenden Winter im Auftrage der Prospektierungsgesellschaft Malmikaivos Osakeyhtiö von den Verfassern eingehende Untersuchungen ausgeführt. Es wurde dabei klar, dass das Vorkommen ökonomisch wertlos ist. Dagegen ist es in erzgenetischer Hinsicht interessant. Auch das ganze Valkeakoskigebiet erwies sich als geologisch interessant. Der geologische Bau des Gebietes nach den Untersuchungen der Verfasser geht aus den Abbildungen 1 und 4 hervor.

Nur einmal früher, und zwar am Ende des vorigen Jahrhunderts im Zusammenhang mit der Übersichtskartierung, sind in der Gegend von Valkeakoski geologische Untersuchungen ausgeführt worden. Die hauptsächlichsten Resultate derselben sind im Kartenblatt B 2, Tampere, mit Erläuterung (Sederholm, 1903, 1913) zu finden. Nach Sederholm besteht der Felsgrund aus gneisartigem präbothnischem »älterem Granit« und Glimmergneis. Im letztgenannten treten in der Richtung der Schieferung zahlreiche granitische Gänge auf. Weiter von Valkeakoski entfernt kommen in kleineren Massiven »jüngere Granite« sowie basische und ultrabasische Gesteine vor. Die letzteren stehen nach Sederholm (1913, S. 19) in genetischem Zusammenhang mit dem älteren Granit, in den sie allmählich übergehen.

Die Zusammenarbeit der Verfasser war während der ganzen Untersuchungsperiode so weitgehend, dass die Arbeit als gemeinsam bezeichnet werden kann. Der eine von den Verfassern hat die Ergebnisse der Untersuchungen in einer als Manuskript vorliegenden akademischen Übungsabhandlung niedergelegt (Heiskanen, 1951). Der andere (Saksela) wieder hat die vorliegende zusammenfassende Darstellung ausgearbeitet.

GEOLOGIE DES VALKEAKOSKIGEBIETES

BESCHREIBUNG DER GESTEINE

Der Glimmergneis ist von dem aus der Schieferformation Ostbothniens bekannten Typus (vgl. Mäkinen, 1916; Saksela, 1932, 1933, 1935). Er ist dunkelgrau, feinkörnig und deutlich schiefbrig. Als Hauptbestandteile enthält er ungef. gleich viel Quarz und Biotit, sowie Plagioklas (An_{20-24}) zu etwa 10 %. Als Akzessorien kommen Apatit, Erzkörner, Chlorit (Umwandlungsprodukt des Biotits) und Sericit (Umwandlungsprodukt des Plagioklases) vor.

Stellenweise findet man im Glimmergneis spulenförmige, 10—20 cm lange Knoten. Diese besitzen im Querschnitt eine konzentrische Struktur und unterscheiden sich schon in ihrer Farbe von dem umgebenden Gestein. Die Mitte ist gelblich. Sie ist von einer grünlichen Kruste umgeben, die nach aussen in eine dunkelgraue übergeht. Diese letztgenannte

Kruste ist sehr feinkörnig und besteht hauptsächlich aus Quarz und Plagioklas (An_{30}). In kleinen Mengen enthält sie gemeine grüne Hornblende und Erzkörner. Nach der Mitte zu verschwindet die Hornblende und an ihrer Stelle erscheinen Diopsid und Titanit. Weiter nach innen nimmt die relative Menge der letztgenannten Mineralien rasch zu, und man beobachtet jetzt auch einzelne Karbonatkörner. Dann folgt eine granathaltige Kruste, die neben Granat auch Diopsid, Labrador und Karbonat enthält. Der mittlere Teil der Knoten besteht aus grobkörnigem Karbonat, mit ein wenig Diopsid und Quarz. Offenbar handelt es sich hier um gleichartige Bildungen, die Eskola (1932) und Hackman (1933) aus dem Gebiet des Kartenblattes Savonlinna und Saksela (1933) aus dem mittleren Ostbothnien beschrieben haben und die Eskola (1932, S. 22) schon im Jahre 1928 für kalkreiche Konkretionen in ehemaligem Ton-Feinmo-Material erklärt hat. Ihre jetzige Mineralzusammensetzung haben die Konkretionen in Verhältnissen der Amphibolitfazies, am ehesten im Bereich einer Subfazies, die bestimmte niedrigere Temperaturen vertritt, erhalten.

Der gneisartige Granodiorit ist im ganzen Untersuchungsgebiet hellgrau, mittelkörnig und deutlich flasrig. Als Hauptbestandteile enthält er Plagioklas (An_{25-30}), Quarz, Biotit, gemeine grüne Hornblende und Mikroklin. Plagioklas kommt am reichlichsten vor (ungef. 40 % der Gesteinsmasse). Wo der Plagioklas an Mikroklin grenzt, beobachtet man zwischen den Mineralien einen dünnen Saum, der aus äusserst feinen Fasern aufgebaut ist, die rechtwinklig zu den Grenzflächen des Saumes stehen. Der Mikroklin findet sich gewöhnlich in Mengen unter 10 % vor und tritt als »selbständige« Körner oder als antiperthitische Einschlüsse in Plagioklas auf. Unter den dunklen Bestandteilen des Gesteins herrscht gewöhnlich der Biotit vor. Er enthält in der Regel reichlich Zirkonkörner sowie stellenweise Sagenitnadeln. In den Hornblendestengeln sind bisweilen Reste von Diopsid zu beobachten. Die dunklen Bestandteile sind oft bandartig angeordnet, weswegen das Gestein ein streifiges Aussehen besitzt.

U. d. M. können im Granodiorit Spuren von ziemlich starker mechanischer Deformation festgestellt werden. Schon megaskopisch kann man Verwerfungsspalten und Schölflächen beobachten, längs denen der Granodiorit nicht nur mechanisch, sondern auch chemisch (Epidotisierung!) umgewandelt ist.

Der Quarzdiorit kommt als kleines, längliches Massiv in Roukonmäki vor (Abb. 1). Das Massiv besitzt aller Wahrscheinlichkeit nach auch eine geringe Tiefenerstreckung. Bei ausgeführten Diamantbohrungen hat man nämlich feststellen können, dass in der Nähe des Goldvorkommens Granodiorit unterhalb des Quarzdioritmassivs schon in einer Tiefe von 100 m vorkommt.

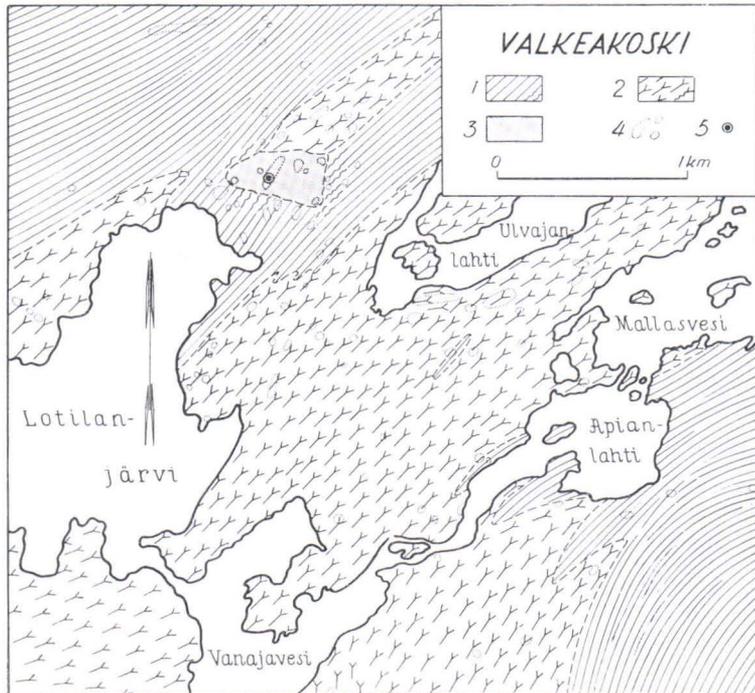


Abb. 1. Geologische Karte des Valkeakoskigebietes. 1, Glimmergneis; 2, gneisartiger Granodiorit; 3, Quarzdiorit; 4, Aufschlüsse; 5, das Goldvorkommen.

Der Quarzdiorit ist dunkelgrünlichgrau und deutlich schiefbrig. Die Hauptbestandteile sind Plagioklas (An_{35}), gemeine grüne Hornblende, Biotit und Quarz. Der Gehalt an dunklen Mineralien kann auf 40 % und der Gehalt an Quarz auf 25 % ansteigen. In kleinen Mengen kommen Diopsid, Mikroklin (als antiperthitische Einschlüsse im Plagioklas), Zirkon, Apatit und Titanit vor.

Im Quarzdiorit treten stellenweise gewisse Inhomogenitäten auf. Bisweilen sind bandartige oder mehr unregelmässig geformte dunkle Anhäufungen, die hauptsächlich aus Diopsid, gemeiner grüner Hornblende und Biotit in wechselnden Mengen aufgebaut sind, beobachtet worden. Die Kontakte dieser Anhäufungen gegen die umgebende Quarzdioritmasse sind meistens ziemlich scharf. Stellenweise kommen im Quarzdiorit hellere Flecke vor, die allmählich in ihn übergehen. Das Gestein in diesen Flecken ist granodioritisch.

Der Quarzdiorit ist sehr stark mechanisch beansprucht. Allgemein treten schmale Verwerfungsspalten und breitere Bruchzonen auf, die mehr oder minder parallel zur Schieferungsfläche hinziehen. In diesen Zonen sind die Quarz- und Plagioklaskörner zerbrochen, die Biotit-schuppen gebogen und die Hornblendeindividuen in dünne Splitter

zerfallen. Auch chemische Umwandlungen sind beobachtet worden. Der Plagioklas ist sericitisiert und karbonatisiert, die Hornblende gebleicht und mit Chlorit, Aktinolith und pistazitreichem Epidot vermengt. In der Gegend der breiteren Bruchzonen findet man zahlreiche schmale Querspalten, die mit Chlorit, Quarz und Karbonatmaterial ausgefüllt sind. Sie enthalten auch winzige Splitter von den Mineralien des Quarzdioritischen Nebengesteins.

Die Granitpegmatite kommen als klumpen- oder gangförmige Massen in den obenbeschriebenen Gesteinen vor, am reichlichsten im Quarzdiorit (Abb. 2 und 3). Die Pegmatitgänge folgen bald genau dem Streichen und Fallen des Quarzdiorits, bald schneiden sie die Schieferungsfläche in kleinerem oder grösserem Winkel ab, bisweilen ein verworrenes Netzwerk bildend.

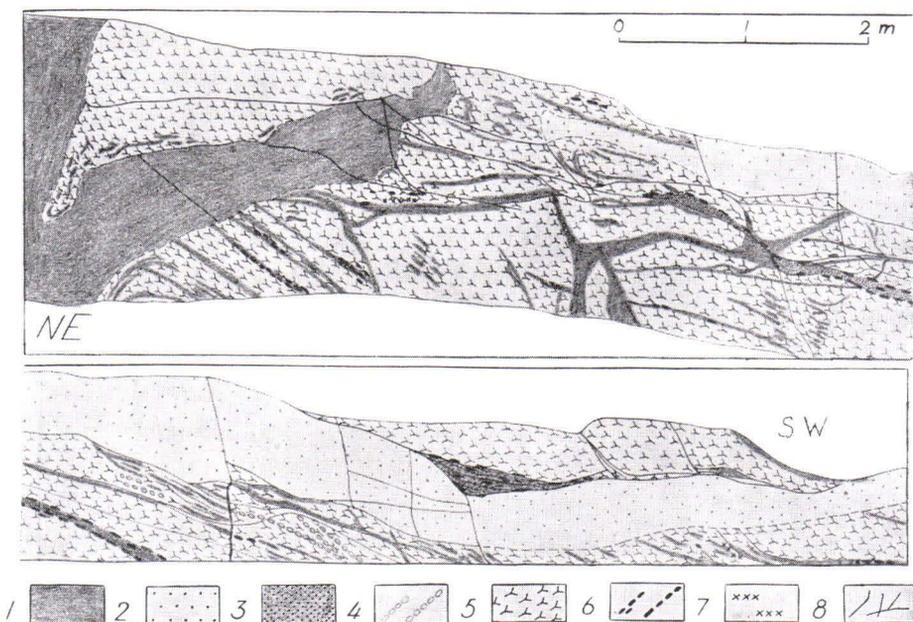


Abb. 2. Ein Teil der Felswand des Abilussgrabens in Roukonmäki. 1, Pegmatite; 2, aplitische Granite von Typus I (siehe S. 86); 3, Zuckergestein; 4, Quarzgänge; 5, Quarzdiorit; 6, Konzentrationen von Erzmineralien, hauptsächlich von Arsenkies und Löllingit; 7, Magnetkies; 8, Spalten und Schöle. Die untere Teil der Abbildung bildet die Fortsetzung des oberen.

Die Hauptbestandteile der Pegmatite sind Quarz, Mikroklin und Plagioklas (An_{16-20}). Der Mikroklin, der in der Regel in grösseren Mengen als Plagioklas zugegen ist, enthält reichlich Albitschnüre (An_{2-4}) und ist schön gitterstruiert. Stellenweise hat man im Pegmatit Apatit in grossen hellgrünen Stengeln, dazu schwarzen Turmalin beobachtet. In kleinen Mengen treten Muskovit und Biotit auf, welcher letztere

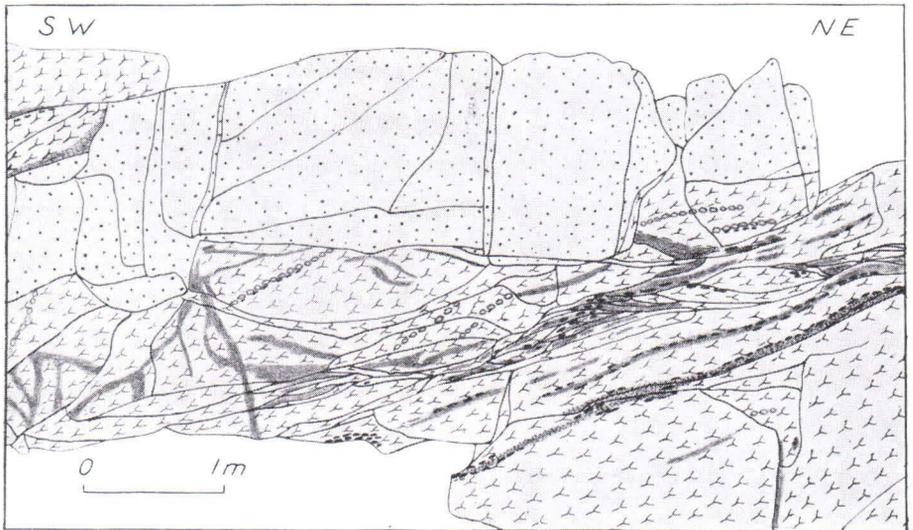


Abb. 3. Ein Teil der Felswand des Abflussgrabens in Roukonmäki. Bezeichnungen wie in Abb. 2.

teilweise chloritisiert ist. Auch Erzminerale sind in den Pegmatiten gefunden worden. Diese sollen später im Zusammenhang mit der Beschreibung des Erzvorkommens geschildert werden. Ihrer Struktur nach sind die Pegmatite im allgemeinen vollkommen massig. Man kann in ihnen jedoch Spuren von mechanischer Deformation finden.

Ausser den eigentlichen Pegmatiten hat man in den Felswänden des Abflussgrabens in Roukonmäki aplitische Granite von zweierlei Typen angetroffen. Der Typus I ist gelblich, vollkommen massig und mittelkörnig. Er kommt als polsterförmige Massen vor, die dem allgemeinen Streichen und Fallen des Quarzdiorits folgen (Abb. 2 und 3). Die Hauptbestandteile sind Quarz, Plagioklas (An_{26-28}) und Mikroklin. Die zwei erstgenannten treten in ungefähr gleichen Mengen auf. Der Mikroklingehalt kann auf 14 % ansteigen. Biotit, Chlorit, Zirkon, Apatit und Kiese findet man nur in sehr geringen Mengen. Besondere Beachtung verdient, wie später gezeigt werden soll, der zweite Typus der aplitischen Granite, den die Verfasser wegen seines durchaus zuckerartigen Aussehens Zuckergestein genannt haben. Dieses ist ein rein weisses, gleich- und feinkörniges (Korngrösse 0.12—0.20 mm) und vollkommen massiges Gestein, das hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas (An_{30-32}) und Mikroklin besteht. Am reichlichsten kommt Quarz vor (etwa die Hälfte der Gesteinsmasse). Der Mikroklingehalt überschreitet selten 16 %. An die Hauptbestandteile schliesst sich nur Biotit in sehr kleinen Mengen an. Das Zuckergestein ist ungewöhnlich homogen; nur an ein paar Stellen sind kleine grobkörnigere Partien gefunden worden. Es sei noch erwähnt, dass das Zuckergestein das einzige Gestein im

Valkeakoskigebiet ist, das keinerlei Spuren von mechanischer Beanspruchung zeigt.

In der Gegend des Goldvorkommens hat man im Quarzdiorit schmale Adern gefunden, die fast ausschliesslich aus Quarz aufgebaut sind (Abb. 2 und 3). Nur stellenweise treten Erzminerale, u. a. Arsenkies und Löllingit, auf. Genetisch schliessen sich diese Quarzadern aller Wahrscheinlichkeit nach an die Serie der aplitischen und pegmatitischen Granite an.

TEKTONIK

Im Streichen der Gesteine sind, wenn man den Quarzdiorit unbeachtet lässt, keine grössere Schwankungen zu beobachten. Das Fallen ist dagegen mehr wechselnd. Im nordwestlichen Teil des Valkeakoskigebiets ist das Fallen nordwestlich, im südöstlichen Teil wieder südöstlich. Im allgemeinen ist das Fallen ziemlich flach, etwa 40° .

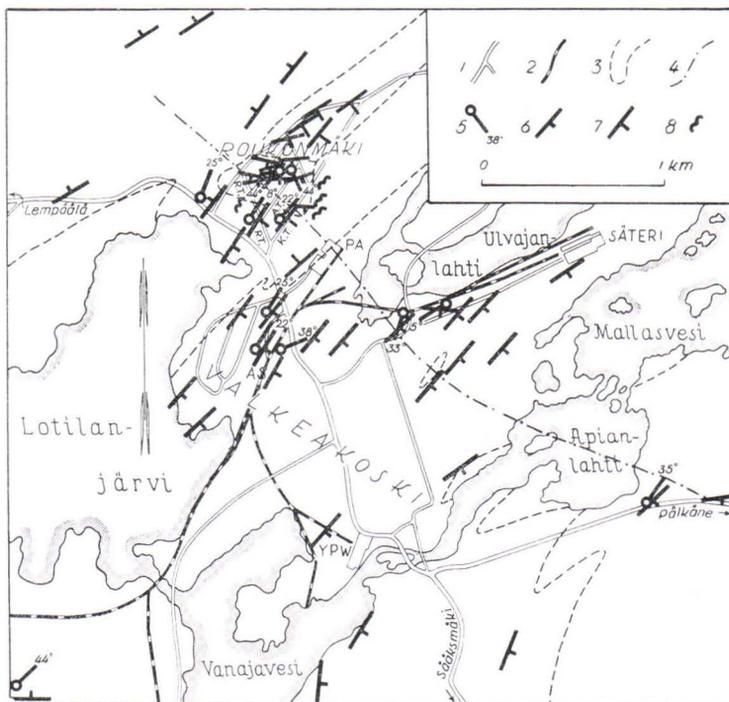


Abb. 4. Die gemessenen tektonischen Elemente im Valkeakoskigebiet. 1, Strassen und Landstrassen; 2, Eisenbahnen; 3, Gesteinsgrenzen; 4, Depressionszone; 5, Richtung der Streckung und der Achsen der Kleinfalten; 6—7, Streichen und Fallen. 6, das Fallen 31° — 60° ; 7, das Fallen 10° — 30° ; 8, das Streichen ist »unruhig« und wechselvoll; PA, die Fabriksgebäude der Aktiengesellschaft Paperituote Osakeyhtiö; YPW, die Fabriksgebäude der Aktiengesellschaft Yhtyneet Paperitehtaat Walkiakoski; AS, die Eisenbahnstation Valkeakoski; K. T., die Strasse Kenraalintie; A. T., die Strasse Asevelitie. Die darauffolgende Strasse heisst Varantie; R. T., die Strasse Roukontie.

Die Streckung ist meistens sehr auffallend. Sie kommt zum Ausdruck nicht nur in einer bestimmten Orientierung der Mineralien, sondern auch in einer Dehnung der ursprünglich sicher mehr oder minder kugelförmigen Konkretionen. Im Glimmergneis ist an einigen Stellen Kleinfältelung beobachtet worden. Die Achsen der Kleinfalten laufen parallel mit den in ihrer nächsten Umgebung gemessenen Streckungsrichtungen. Alles scheint darauf hinzudeuten, dass die Streckungsrichtungen die Richtung der tektonischen b-Achse und der wirklichen Faltenachse repräsentieren. Demnach läge in der Gegend der Grenzlinie zwischen den nordöstlichen und südwestlichen Fallrichtungen (siehe Abb. 4) eine flache Depressionszone.

Beachtung verdient der Umstand, dass die obengeschilderten tektonischen Züge nicht im Quarzdioritgebiet von Roukonmäki gelten. So schneidet das Streichen des Quarzdiorits in grossem Winkel die allgemeine Streichrichtung des Untersuchungsgebietes. Das Fallen ist 32° — 40° S. Die Streckungsrichtungen hat man innerhalb des Quarzdioritgebietes an zwei Stellen bestimmen können. Die gemessenen Richtungen weichen bedeutend voneinander ab (Abb. 4). Es sei noch erwähnt, dass das Streichen des Glimmergneises am Rande des Quarzdioritmassivs sehr »unruhig« und wechselvoll ist. Der Glimmergneis ist zu zahlreichen Falten und Runzeln zusammengeschoben worden, aber schon in einer Entfernung von einigen zehn Metern vom Kontakt ist er ziemlich geradschiefrig und sein Streichen mit der allgemeinen Streichrichtung gleichlaufend.

ÜBER DIE KONTAKT- UND ALTERSVERHÄLTNISSE DER GESTEINE

Der gneisartige Granodiorit ist jünger als die Glimmergneisformation und gehört zu der synrogenen postbothnischen Intrusionsserie (vgl. Saksela, 1932, 1933, 1935, 1936). Noch jünger sind die Pegmatite und die aplitischen Granite, aber Gewissheit davon, an welche postbothnische Intrusionsserie diese Gesteine sich am ehesten anschliessen, hat man noch nicht gewonnen. Es ist interessant zu studieren, wie sich die Pegmatite zu den im Quarzdiorit vorkommenden zahlreichen Schöflflächen verhalten (Abb. 2 und 3). Einige Schöle ziehen sich ununterbrochen durch den Pegmatit und das quarzdioritische Nebengestein hin. Bisweilen enden die Schöle auf der Grenze der Pegmatitmassen oder sie setzen ihren Weg ein Stück in das letztgenannte Gestein hinein fort. Weil sich die Schöflflächen auf verschiedene Weise zu einer und derselben Pegmatitpartie verhalten können, ist es möglich, dass im Quarzdiorit Schöle und Bruchzonen verschiedenen Alters vertreten sind. Wahrscheinlich kommen im Quarzdiorit auch ungleichaltrige Pegmatite vor, denn ein und dieselbe Schöflfläche kann einige Pegmatitpartien durchschneiden, auf der Grenze der anderen wieder plötzlich enden. Die aplitischen Granite sind in grossen Zügen gleichaldrig mit den Pegmatiten.

Besondere Beachtung verdienen die Altersverhältnisse des Quarzdiorits. Dieser ist, wie aus den Kontaktbeobachtungen hervorgeht (Abb. 5), deutlich älter als der gneisartige Granodiorit. Es fragt sich jetzt, ob der Granodiorit und der Quarzdiorit zu derselben, komagmatischen Intrusionsserie gehören können. Wäre dies der Fall, so dürfte ein innigeres Verhalten dieser Gesteine zueinander und z. B. an den Kontaktstellen ein allmählicher Übergang ineinander zu erwarten sein. Die Gesteine sind jedoch in der Regel scharf voneinander getrennt. Insbesondere deutet doch die durch-

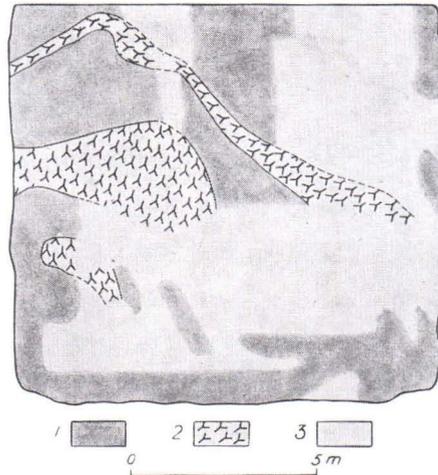


Abb. 5. Gänge von Granodiorit in Quarzdiorit. Asevelitie 17. 1, Quarzdiorit; 2, Granodiorit; 3, lose Ablagerungen.

Erscheinungsweise des Quarzdiorits und die Anordnung der tektonischen Elemente innerhalb des Quarzdioritmassivs darauf hin, dass dieses Gestein nicht zu derselben synorogenen Intrusionsserie wie der Granodiorit gehören kann. Der Gedanke liegt sehr nahe, dass wir hier ein quarzdioritisches Tiefengestein vor uns haben, das älter als der Glimmergneis ist und das sogar früher als dieser seine hauptsächlichste metamorphe Textur erhalten hat. Von einer solchen Sachlage überzeugt man sich noch mehr, wenn man die Grenzgebiete zwischen Glimmergneis und Quarzdiorit näher betrachtet. An der Strasse Kenraalintie liegt eine Felswand, die hauptsächlich aus Glimmergneis mit zahlreichen granitischen Gängen aufgebaut ist. Im Glimmergneis sind scharfkantige Bruchstücke von Quarzdiorit beobachtet worden (Abb. 6). Man wird darauf aufmerksam, dass der Glimmergneis in plastischen Kleinfalten zwischen die Bruchstücke eindringt. Es erscheint sehr wahrscheinlich, dass die Quarzdioritbruchstücke bei den tektonischen Bewegungen von dem nahegelegenen grösseren Quarzdioritmassiv losgerissen worden sind und sich dann in die Glimmergneismasse vermenget haben. Dies hat die Verfasser auf den Gedanken gebracht, dass das verhältnismässig kleine Quarzdioritmassiv im grossen und ganzen einen steifen Klumpen vertritt, der bei den gebirgsbildenden Bewegungen von seinem natürlichen Zusammenhang, der Sedimentationsunterlage des Glimmergneises,

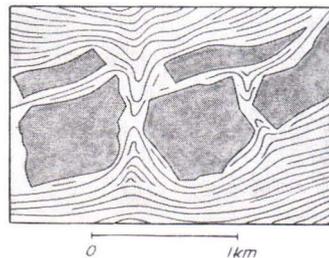


Abb. 6. Bruchstücke von Quarzdiorit in Glimmergneis. Kenraalintie, Valkeakoski. Die Länge der Masssstrecke beträgt nur 1 m.

losgerissen worden ist und der in der Regionalmetamorphose nicht imstande war, sich der allgemeinen tektonischen Orientierung anzupassen. Es möge noch bemerkt werden, dass der Spaltenreichtum des Quarzdioritmassivs sich durch die tektonische Position des letztgenannten in der Gegend einer Axialdepression und einer gewissen Antiklinale erklärt (vgl. Cloos, 1936).

Die obigen Betrachtungen haben also zu einem in gewissen Sinne überraschenden Resultat geführt, denn Tiefengesteine, die älter als der in Rede stehende bothnische Glimmergneis wären, sind vorläufig nicht mit Sicherheit angetroffen worden.

DAS GOLDOVORKOMMEN

ALLGEMEINES

Das Goldvorkommen ist im Quarzdioritgebiet von Roukonmäki, etwa 70 m nordöstlich der Strassenecke Roukontie und Varantie gelegen. Die Haupterzarten sind Arsenkies, Löllingit und Magnetkies. In geringeren Mengen, und nur unter dem Erzmikroskop, beobachtet man Gold, Kupferkies, Cubanit sowie zwei Mineralien, deren sichere Identifizierung nicht gelungen ist. In dem einen Falle dürfte es sich jedoch um Wismutglanz handeln. Die Erzminerale sind in spaltenreichen Zonen im Quarzdiorit angereichert und kommen als kurze gangförmige Partien oder unregelmässig geformte feinkörnige Anhäufungen vor.

Die Erzminerale treten mit überraschender Regelmässigkeit in unmittelbarer Nähe der Zuckergesteinsgänge auf, oft gerade auf den Grenzflächen dieser Gänge. Das nächste Nebengestein der Zuckergesteinsgänge ist in der Regel biotitreich, und es kann als ein metasomatisch umgewandelter Quarzdiorit angesehen werden. Bei den metasomatischen Prozessen hat sich die Hornblende des Quarzdiorits in Biotit umgewandelt. Es handelt sich um eine Kalimetasomatose, die schon von Becke (1920) und Goldschmidt (1922) beschrieben worden ist. Im biotitreichen Nebengestein sind einige Körner von Titanit und Karbonat enthalten. Es sei noch erwähnt, dass im Zuckergestein selbst Erzminerale nur in verschwindend geringen Mengen vorkommen. Dagegen enthält es stellenweise schmale biotitreiche Streifen, die Erzminerale in sich schliessen (Abb. 9). Diese Streifen stellen wohl Fragmente des Nebengesteins dar.

Die Dimensionen des Goldvorkommens sind sehr anspruchslos. Goldhaltiges Gestein ist innerhalb eines Gebietes angetroffen worden, dessen Areal nur einige zehn Quadratmeter beträgt.

BESCHREIBUNG DER ERZARTEN

Arsenkies und Löllingit kommen stets miteinander zusammen vor. Die gegenseitigen Mengenverhältnisse variieren, im all-

gemeinen scheint aber der Löllingit etwas reichlicher vertreten zu sein. Unter dem Erzmikroskop sind keinerlei Verdrängungsstrukturen zwischen diesen Mineralien festgestellt worden. Sie zeigen stellenweise gute Kristallumgrenzung, und zwar nur, wenn sie an Gangarten grenzen.

Magnetkies tritt in bedeutend geringeren Mengen als die oben erwähnten Mineralien auf. Er bildet meistens kleine Anhäufungen in der Gangart. Nur selten kommt der Magnetkies in Verbindung mit Arsenkies und Löllingit vor. Er ist hie und da in Wasserkies umgewandelt (vgl. Saksela, 1947, 1951 a, b). Das Umwandlungsprodukt besteht zum Teil aus einer schwarzen Substanz, die sich nicht polieren lässt, zum Teil aus einem hellgelben Material mit hohem Reflexionsvermögen. In mehr oder minder in Wasserkies umgewandeltem Magnetkies sind aderförmige Partien von limonitischem Material beobachtet worden. Diese Adern besitzen, wie aus Abb. 7 hervorgeht, eine »gebänderte« Struktur.

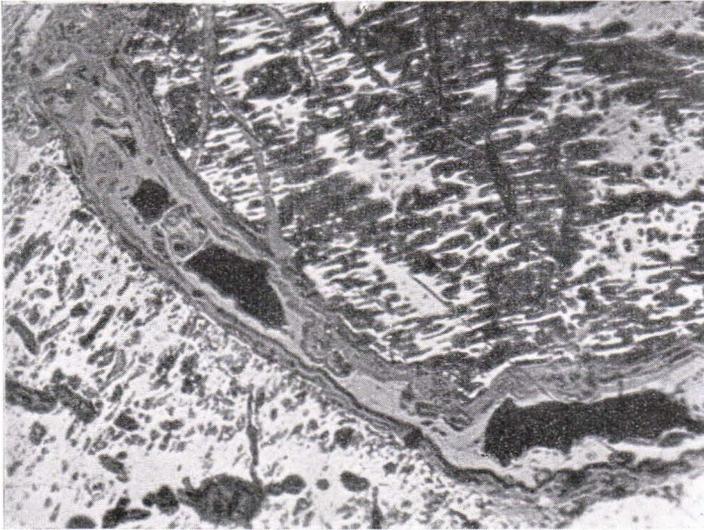


Abb. 7. Magnetkies, der zum grössten Teil in Wasserkies umgewandelt ist. Die gangartige Partie besteht aus limonitischem Material. Vergr. 28 \times .

Kupferkies kommt in der Regel im Zusammenhang mit Magnetkies vor, gewöhnlich als kleine Einschlüsse im letztgenannten. Nur in einem Pegmatitgang wurde Kupferkies in etwas reichlicheren Mengen angetroffen. Man hat hier feststellen können, dass Kupferkies den Magnetkies verdrängt. — In einem Anschliff sind im Kupferkies *Cubanitlamellen* beobachtet worden.

Die Gehalte an Gold sind sehr wechselnd. Mikroskopisch bemerkt man, dass die Korngrösse des Goldes sehr klein, höchstens einige Hundertstel von Millimeter, ist (Abb. 8). Ein Vergleich der analytisch bestimmten



Abb. 8. Goldkörner (weiss) in Gangart. Vergr. 140 \times .

Goldgehalte mit den mikroskopisch sichtbaren Goldmengen führt zu dem Ergebnis, dass ein bedeutender Teil des Goldes in submikroskopischen Körnern auftreten muss.

Das Auftreten des Goldes ist mit keinem anderen Erzmineral direkt verknüpft. Zwar kommt das Gold hier und da in Verbindung mit den Arsenmineralien vor, aber am reichlichsten ist es mitten in der Gangart zu finden (Abb. 8). Auch mittels chemischer Analysen hat man feststellen können, dass die Goldgehalte nicht den Arsenkies- und Löllingitmengen direkt proportional sind.

Die früher erwähnten zwei nicht mit Sicherheit identifizierten Mineralien kommen als Begleiter des Goldes vor. Das eine von diesen ist weiss, und man hat von ihm nur ein paar kleine Körner gefunden. Das andere (Wismutglanz?) ist grau mit Stich ins Bräunliche, und anisotrop. Die Schleifhärte ist niedriger als bei Gold. Die Ätzversuche lieferten unbefriedigende Ergebnisse. Besonders die Einwirkung von HCl und FeCl₃ ist unklar geblieben. Positiv: HNO₃, ziemlich schnelle Schwärzung. KOH und HgCl₂, schwacher brauner Beschlag. Durch Bohren unter dem Mikroskop wurde aus zwei Anschliffen Pulver losgemacht, das ausser den Arsenmineralien nur Gold und das Wismutglanz benannte Mineral enthielt. Die Pulverproben wurden danach spektralanalytisch untersucht (Dipl.-Ing. N. Lounamaa). Die Metallgehalte waren von folgender Grössenordnung: Au, 0.1 %; Bi, 0.01—0.1 %; Te, 0.001—0.01 %; Ag, 0.001—0.003 %. Sn, Sb, Zn, Mn, und Hg fehlten gänzlich.

DIE ENTSTEHUNG DES GOLDOVKOMMENS

Es dürfte aus dem Obigen hervorgehen, dass das nahe Verhältnis der Erzmineralien zu den Zuckergesteinsgängen ein sehr auffallender und

charakteristischer Zug im Auftreten der erstgenannten ist. Weil das Zuckergestein in genetischer Beziehung zu den eigentlichen Pegmatiten steht, ist die Urquelle des Erzmaterials sehr wahrscheinlich in den in reichlichen Mengen vorkommenden Pegmatiten zu suchen. Diese Annahme wird durch den Umstand gestützt, dass in den letztgenannten dieselben Erzminerale wie im eigentlichen Goldvorkommen angetroffen worden sind.

Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich hier um eine Differentiation komplexpegmatitischer Magmenrestlösungen, eine Differentiation, die zur Bildung von verschiedenartigen Produkten, den Pegmatiten, Apliten, Quarzgängen und kalihaltigen Lösungen mit Erzsubstanz, geführt hat. Die Differentiation hat nicht dort, wo die obengenannten Gesteine jetzt vorkommen, stattfinden können. Es bestehen Gründe zu der Annahme, dass die verschiedenen Differentiationsprodukte von weitem her und getrennt, eines nach dem anderen, an ihre jetzigen Stellen gekommen sind. Diejenigen Restlösungen, die Zuckergestein erzeugt haben, sowie die erz- und kalihaltigen Lösungen, sind dieselben Wege gewandert. Dass es sich jedoch um zwei verschiedene Differentiationsprodukte handelt, darauf deuten die scharfen Kontakte zwischen Zuckergestein und dem biotitreichen Nebengestein, sowie der Umstand hin, dass keine regelmässigen Variationen in den gegenseitigen Mengenverhältnissen des Zuckergesteins einerseits und des Erzmaterials andererseits festzustellen sind. Es ist wahrscheinlich, dass das Zuckergestein erst hervordrang, als die Kalimetasomatose bereits vor sich gegangen und das Erzmaterial auskristallisiert war. Auf einen solchen Sachverhalt deuten u. a. die im Zuckergestein vorkommenden biotitreichen und erzhaltigen Schlieren hin (Abb. 9). Im Nebengestein scheinen die Erzminerale den zuletzt kristallisierten Teil zu bilden.

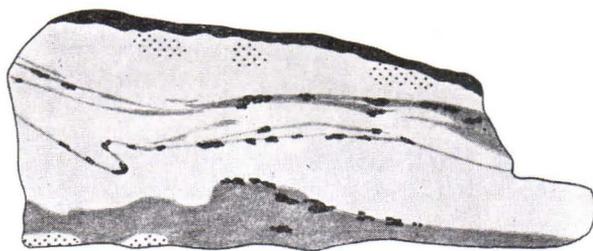


Abb. 9. Biotitreiche Schlieren (grau) mit Erzmaterial (schwarz) im Zuckergestein (weiss). Punktiert: grobkörnigere Partien des Zuckergesteins. $\frac{2}{3}$ der nat. Grösse.

Der Anteil des Quarzdiorits in der Erzbildung ist hauptsächlich von mechanischer Art gewesen. Die in ihm vorkommenden zahlreichen Spalten, Schöle und Bruchzonen haben in hohem Grade das Vordringen der pegmatitischen Restlösungen erleichtert. Es ist aber möglich, dass

auch die topomineralische Einwirkung des Quarzdiorits eine gewisse Rolle gespielt hat.

VERGLEICHSPUNKTE AUS ANDEREN GEBIETEN

sind schwer zu finden. Zwar kommen Pegmatite vor, die selbige Erzarten wie die Valkeakoski-Pegmatite enthalten. So hat man z. B. in den Pegmatiten von Tammela (Mäkinen, 1913), Seinäjoki und Eräjärvi Arsenkies und Löllingit gefunden. In den letztgenannten haben die Verfasser der vorliegenden Publikation dazu in kleinen Mengen ein Mineral, das Wismutglanz gleicht, angetroffen. Der Pegmatit von Kaatiala, Kirchspiel Kuortane, enthält u. a. Löllingit (Pehrman, 1950). Im Pegmatit von Varuträsk, Schweden, kommen als primäre Erzminerale Arsenkies, Löllingit, Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies, Sb-haltiger Arsenkies, Allemontit und Wismut vor (Ödman, 1942), und in den Pegmatiten von Västersel in Ångermanland sind Löllingit, Arsenkies, Kupferkies und wahrscheinlich auch Wismutglanz angetroffen worden (Högbom, 1929). Eine Anreicherung des Erzmaterials, und besonders auf die obenbeschriebene Weise, scheint dagegen mehr selten zu sein. Ein Beispiel möge erwähnt werden. Es ist das schwach goldhaltige Löllingitvorkommen von N. Brännberget im Kirchspiel Älvsbyn, Schweden. Nach der Beschreibung von Högbom (1924, 1929) ist der Felsgrund hier aus Biotitplagioklasgneis und Pegmatit, der den erstgenannten durchsetzt, aufgebaut. Hie und da sind im Gneis Quarz-Magnetkiesschlieren beobachtet worden. Die Pegmatitminerale sind Quarz und Oligoklas nebst kleinen Mengen von Muskovit, Biotit, Granat und Kiesminerale. Sowohl im Pegmatit als im Gneis findet man Löllingit in Adern, Schlieren und Knollen, meist derb eingesprengt. Es ist zu beachten, dass Löllingit nur in denjenigen Gneispartien vorkommt, die dem Pegmatit am nächsten liegen. In Löllingit sind u. d. M. kleine Körner von Kupferkies beobachtet worden, und auf Grund einer chemischen Analyse kann man den Schluss ziehen, dass im Zusammenhang mit dem Löllingit auch etwas Arsenkies auftritt. Die analytisch bestimmten Goldgehalte in löllingithaltigen Probestücken steigen höchstens auf 1 g pro Tonne an. Von Interesse ist Högboms Erwähnung, dass im Kontakt zwischen Pegmatit und Gneis sich eine sehr biotitreiche Zone mit Schlieren von grobem Plagioklas entwickelt hat. Der Gedanke liegt nahe, dass diese Zone und das biotitreiche Nebengestein des Zuckergesteins im Valkeakoski-Vorkommen in genetischer Hinsicht miteinander vergleichbar wären. Auf Grund Högboms Beschreibung ist es jedoch nicht möglich, sich volle Gewissheit darüber zu verschaffen.

LITERATURVERZEICHNIS

- BECKE, F. (1920) Typen der Metamorphose. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 42, S. 183.
- CLOOS, HANS (1936) Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. Berlin.
- ESKOLA, PENTTI (1932) Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archaean rocks. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, 36, N:o 4.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1922) Über die metasomatischen Prozesse in Silikatgesteinen. Die Naturwissenschaften 7, S. 1. Berlin.
- HACKMAN, VICTOR (1933) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 2, Savonlinna. Kivilajikartan selitys. Helsinki.
- HEISKANEN, ERKKI V. (1951) Valkeakosken alueen geologiasta ja kultaesintymästä. Manuskript im Archiv des Geol. Instituts der Universität Helsinki.
- HÖGBOM, ALVAR (1924) Guldinmutningarna vid Älvsbyn. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, Avhand. och Uppsat. N:o 322.
- (1929) Zwei schwedische Vorkommnisse von Löllingit. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 51, S. 533.
- MÄKINEN, EERO (1913) Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande 35.
- (1916) Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten. Bull. Comm. géol. Finlande 47.
- ÖDMAN, OLOF H. (1942) Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXXIII. Native metals and sulfides. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 64, S. 277.
- PEHRMAN, GUNNAR (1950) Löllingit von Kuortane. Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. 17, 2.
- SAKSELA, MARTTI (1932) 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.
- (1933) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 4, Kokkola. Kivilajikartan selitys. Helsinki.
- (1935) Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande 110.
- (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.
- (1947) Über eine antimonreiche Paragenese in Ylöjärvi, SW-Finnland. C. R. Soc. géol. Finlande 20; Bull. Comm. géol. Finlande 140, S. 199.
- (1951 a) Über einige in Ostfinnland angetroffene Kieserzgeschiebe. C. R. Soc. géol. Finlande 24; Bull. Comm. géol. Finlande 154, S. 137.
- (1951 b) Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze. C. R. Soc. géol. Finlande 24; Bull. Comm. géol. Finlande 154, S. 181.
- SEDERHOLM, J. J. (1903) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 2, Tampere. Helsinki.
- (1913) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 2, Tampere. Kivilajikartan selitys. Helsinki.

ON THE BED STRUCTURE OF TILL IN EASTERN FINLAND¹

BY

K. VIRKKALA

Geological Survey of Finland, Helsinki

ABSTRACT

This paper deals with the bed structure of till. The distribution of the bed structure and the manner of its occurrence in the areas of Suomussalmi and Nurmes are discussed. The origin of the bed structure and of the laminated structure which are connected closely with each other are elucidated on the basis of observations made in recent glaciers.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	97
EXAMPLES OF THE BED STRUCTURE	98
RYÖNILÄN SÄRKKÄ, NURMIJÄRVI, PIELISJÄRVI	99
JONKERI, KUHMO	101
PETÄJÄVAARA, SOTKAMO	103
KAHUNNIEMI, TAIVALKOSKI	103
DISTRIBUTION AND MANNER OF OCCURRENCE OF THE BED LIMITS	104
DISCUSSION AND CONCLUSIONS	107
REFERENCES	109

INTRODUCTION

In 1939, Dr. S. Kilpi revised the mapping of superficial deposits in the Nurmes quadrangle area. In Nurmijärvi village, parish Pielisjärvi (Fig. 1) he found a moraine section in which the till was divided by horizontal limits into different beds, but had no other well-defined structure. Unfortunately, Dr. Kilpi fell in the war in 1941, and I was ordered to continue his work. In the summer of 1946, I revised the work previously carried out and in 1947—1949 I mapped the superficial deposits in Suomussalmi. In these areas I found similar till structures in numerous sections. Consequently, this type of till structure seems to have an extensive regional distribution in Finland.

¹ Received January 25, 1952.

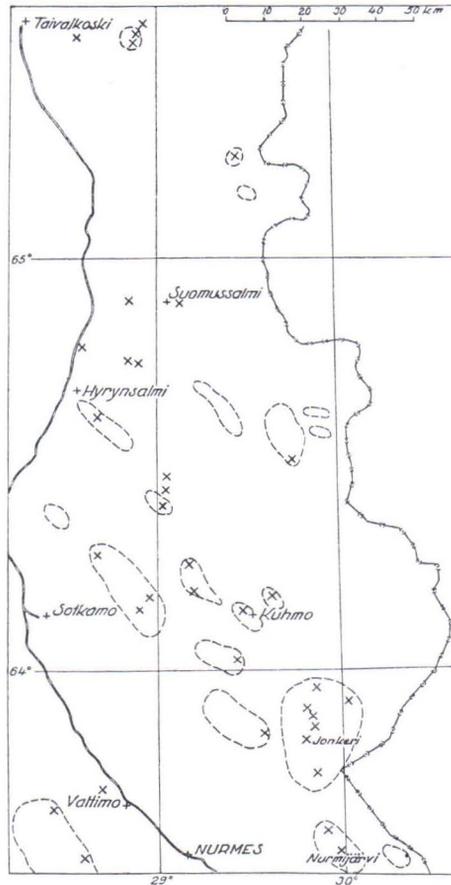


Fig. 1. The area investigated showing occurrences of the bed structures (x) and the »drumlin fields» (broken lines).

This kind of till was described in the explanation to the map of superficial deposits of the Nurmes quadrangle being called till with bed structure (Virkkala, 1949, p. 20). As far as I know, this till type has not been described elsewhere in Finland. The laminated structure of till was also briefly described in my paper (Virkkala, 1949, p. 19). It is closely connected with the bed structure and has been repeatedly mentioned in literature (see, *e. g.*, Flint, 1947; Lundqvist, 1941, 1946; Upham, 1891).

EXAMPLES OF THE BED STRUCTURE

It is impossible to give a detailed description of all investigated till sections, but some characteristic exposures are presented below.

RYÖNILÄN SÄRKKÄ, NURMIJÄRVI, PIELISJÄRVI

The following description is based partly on Kilpi's field notes, kept in the archives of the Geological Survey of Finland, and partly on my own investigations.

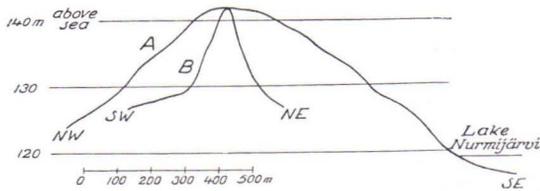


Fig. 2. Lengthwise profile (A) and cross profile (B) of the drumlin Ryönilän särkkä, Nurmijärvi, Pielisjärvi.

About 1 km from Nurmijärvi village on the highway leading to the eastern frontier of Finland there is a road section in the compass bearing of 60° . It is about 40—50 m in length and at most 3 m deep. This section is situated in a gently sloping rather symmetric drumlin with an elliptic ground plan. The form of the drumlin is presented in Fig. 2. The average bearing of the drumlin is 310° , corresponding to the trends of the striations found in the vicinity. The surface of the drumlin is richest in stones and boulders in its most proximal part.

The till of the section is relatively abundant in stones and boulders, but shows no variety in the vertical direction in regard to structure and grain-size (*cf.* grain-size analyses, p. 100). The horizontal thin intermediate layers make an exception. These divide the till into beds of different thickness and continue throughout the whole section (Fig. 3).



Fig. 3. General view of the road section in the drumlin Ryönilän särkkä, showing bed structure in till. Photo S. Kilpi.



Fig. 4. Detail of Fig. 3 showing distinct bed limits. Photo S. Kilpi.

The uppermost till bed is everywhere almost exactly 1.05 m thick. It is separated from the underlying bed by a nearly horizontal bluish green layer 5—10 mm in thickness. If the layer or bed limit encounters a stone or boulder it encircles the stone in the shape of a compact horizontal ring. Accordingly, stones and boulders pierce through the limit which in places strives to bend around greater stones (Fig. 4).

The bed limit is fairly horizontal in the central part of the hill but tilts at its edges in accordance with the slope.

The material of the bed limit is tough hard compact till. It shows fissility along horizontal planes in which indistinct tiny fold ridges with the bearing of 310° — 320° can be observed in

places corresponding to the direction of the drumlin. The accompanying table shows that the till of the bed limits is noticeably richer in clay than the till lying between them.

Grain size, mm	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %
2 —0.5	12.4	10.8	17.1	11.4	17.2
0.5 —0.2	14.1	12.0	15.7	13.2	15.2
0.2 —0.05	51.5	48.2	49.2	45.4	44.6
0.05—0.02	12.0	10.0	8.0	12.0	13.0
0.02—0.002	8.0	9.0	8.0	9.0	8.0
< 0.002	2.0	10.0	2.0	9.0	2.0
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Analyses Nos. 1, 3 and 5 are made from the uppermost, second and third till beds, Nos. 2 and 4 from the till of the bed limits lying between.

A weak orientation maximum of till stones is found in the uppermost till bed at 360° , thus showing a trend which differs slightly from the direction of ice flow indicated by striations in vicinity and by the elongation of the drumlin.

In the central part of the drumlin, the second till bed is 34 cm thick and in the slopes 29 cm thick. It is completely similar to the uppermost till bed in regard to its lithologic and mechanical composition. A weak orientation maximum of till stones at 345° is also found. The bed limit between the second and third till beds is somewhat thinner than the uppermost one, being, on an average, 5—7 mm thick.

The third till bed is less constant as regards thickness. On the top of the hill it is 19 cm thick but on the slopes its thickness varies from 11 to 19 cm. This and the following lower beds are otherwise rather similar to the topmost one. No distinct orientation maxima were found in the third and following lower till beds. The bed limit under the third till bed is 3—5 mm thick.

Downward the till beds become still thinner. The fourth bed is 13—16 cm thick, widening especially near boulders. The underlying bed limit is already rather indistinct and about 3 mm thick. The fifth bed is only 8—9 cm thick, and the underlying bed limit is 1—2 mm thick. This limit splits in places into two parts at a distance of 1 cm from each other. Deeper in the section no bed limits are found.

A general feature of the bed structure in question is that the thickness of the till beds as well as that of the bed limits decreases downward, while the limits simultaneously become more indistinct.

JONKERI, KUHMO

On the southern side of the Kyläniemi headland that projects into Lake Jonkerijärvi, there is, in the direction 310° — 320° a long flat-topped drumlin about 200—300 m wide. There are few stones, mainly boulders, on the surface of the drumlin. Its northeastern slope is even and very steep, while the southwestern side slopes much more gently. The top of the ridge rises about 15—20 m above the water level of Lake Jonkerijärvi.



Fig. 5. Laminated structure in till, Jonkeri, Kuhmo. Light, winding stripes between lamellae are built up of sorted fine sand. Photo K. Virkkala.

A gravel pit with bed structure in till is situated on the northeastern slope in the proximal head of the drumlin on the Kuhmo—Lieksa road. The structure of the till of the beds has, however, features unlike those of the Nurmijärvi section.

Five bed limits, one on top of the other, are found in the section at depths of 65, 95, 105, 110, and 130 cm. The uppermost limit is fairly straight, the lower ones are undulating and the two lowest rather winding and broken. The thickness of the uppermost bed limits is 5—10 mm, that of the lowest ones being 2—3 mm. The material of the limits is strongly consolidated bluish-green till, like that in the Nurmijärvi section. However, the till of the beds differs noticeably from the rather homogenous till of the Nurmijärvi section.

Homogenous structureless till, representing raisin-cake structure (Virkkala, 1949, p. 19) forms a half-meter thick surface layer in the section. Observed at a distance the lower parts of till resemble varved clay. On closer investigation it is seen that the layers do not continue but break into lenses. The surfaces of the layers are undulating and resemble sand with ripple marks (Fig. 5).

The lenses are built of darker bluish-green till, separated from one another by light fine sand (Fig. 5). Sandy intermediate layers are 1—3 mm thick, while the thickness of the lenses varies from 3 to 20 mm.

In places the upper parts and sides of stones in the till are covered by a hard greenish till mantle resembling the material of the lenses.

This type of till, representing laminated structure (Virkkala, 1949, p. 19), is described in numerous investigations given in literature (*op. cit.*, p. 98). In the Jonkeri section, the laminae partly overlap one another. In places, however, the laminae are arranged successively and join horizontally without intervening sand layers. Furthermore, when the laminae are connected with one another in the horizontal direction they approach the formation already called »the bed limit of till.» Consequently, in this section the gradual change of the laminae into the horizontal bed limits of the bed structure of till may be observed. Such intermediate stages were studied by me in numerous localities, especially in southern Kuhmo.

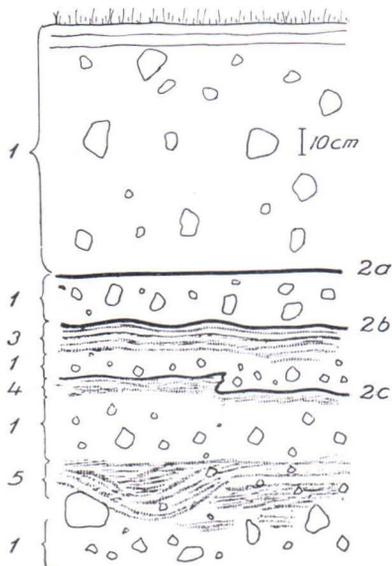


Fig. 6. Section of till in Petäjävaara, Sotkamo. Drawn according to a photograph. 1, raisin-cake structure of till; 2 a, 2 b, 2 c, bed limits; 3, sorted sand; 4, somewhat sorted till; 5, flame structure of till.

PETÄJÄVAARA, SOTKAMO

The Petäjävåara hill is situated about 22 km to the northeast of the Sotkamo church along the village road. It rises 30—40 m above its surroundings. On the southeastern slope of the hill there is a section in till about 2 meters deep (Fig. 6).

On the surface of the section there is first a 115 cm thick layer of rather normal stony raisin-cake till with a horizontal bed limit of about 1—2 cm in thickness in its lower part (Fig. 6, 2a). A similar till continues about 20 cm below the bed limit before it is broken by a new undulating limit at a depth of 115 cm (Fig. 6, 2 b). A layer of nearly pure silt about 1 cm thick is situated below this second bed limit. Downward, the material becomes gradually coarser-grained consisting of sand with alternating lighter and darker layers (Fig. 6, 3). The sand changes downward gradually to raisin-cake till.

The lowest bed limit exists at a depth of about 140 cm (2 c). This limit is likewise undulating and forms a fault of 6—8 cm in the central part of the section. Beneath the bed limit there is a layer of somewhat sorted till about 10 cm thick that gradually changes downward into unsorted till. About 20—30 cm below the lowest bed limit this is again altered to partly sorted till (Fig. 6, 5) with flame structure, described in the explanation to the map sheet of Nurmes (Virkkala, 1949, p. 21). A thin clearly sorted layer of fine sand is found in the upper part of this. Downward flame till is gradually changed to unsorted raisin-cake till.

KAHUNNIEMI, TAIVALKOSKI

A flat and low drumlin rises on the Iijoki River on the road Suomussalmi—Kuusamo. Its ground plan is nearly elliptic and its bearing is 280°—290°. A gravel pit with distinct bed structure in till is situated in the northeastern edge of the drumlin.

The till has a typical rather loose raisin-cake structure. Its mechanical composition is presented on page 104. Distinct bed limits are observed in the till at depths of 0.7, 1.3, 1.6, and 1.9 m (Fig. 7).

The uppermost bed limit is about 5 mm thick and line-straight. Its color is brown as in the lower limits. At the upper surface of the bed limit the material gradually changes from the bottom up to raisin-cake till, while the lower border goes sharply over into



Fig. 7. Till beds of Kahunniemi, Taivalkoski, showing three uppermost bed limits. Photo K. Virkkala.

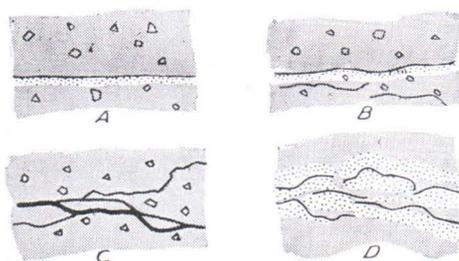


Fig. 8. Drawing of the bed limits of Fig. 7 showing their brokenness gradually increasing downwards. A, uppermost bed limit; B, second bed limit; C, third bed limit; D, lowest limit. Grey areas, till; dotted areas, sorted fine sand.

a thin sand layer, changing at a distance of some centimeters into raisin-cake till (Fig. 8, A).

The second bed limit is about 2—3 mm thick, changing upward gradually and downward sharply through a thin sand layer into raisin-cake till. The lower border undulates gently (Fig. 8, B), and some short and winding stumps of the bed limit of 1—2 mm in thickness are loose below it.

The third bed limit at a depth of 1.6 m is noticeably more disconnected than the previous ones (Fig. 8, C). It splits into two or three winding parts of about the same value. The till both above and below has similar raisin-cake structure.

The lowermost bed limit is composed of many broken and very winding remnants only 1—3 mm in thickness. Sorted fine sand occurs between these pieces in layers parallel with the bed limit (Fig. 8, D).

The difference in mechanical composition between bed limits and till of the beds is not so great as in the Nurmijärvi section. In the bed limits there is, however, somewhat more finer material than is in till between them. The following grain-size analyses are made from the topmost till bed and from the bed limit below it.

Grain size	Till %	Bed limit %
> 2 mm	17.15	15.98
2 — 0.5 mm	18.35	23.84
0.5 — 0.25 »	23.45	17.83
0.25 — 0.05 »	33.82	27.78
0.05 — 0.02 »	4.41	8.35
0.02 — 0.005 »	2.11	3.76
0.005 — 0.002 »	0.47	1.38
< 0.002 »	0.24	1.08
Total	100.00	100.00

DISTRIBUTION AND MANNER OF OCCURRENCE OF THE BED LIMITS

Till beds similar to the four typical examples above are met with in all the 43 sections in the areas of Nurmes and Suomussalmi map sheets. Fig. 1 shows distribution of the bed structure. It was not possible to make excavations for investigation and studies were limited to the bases of sections already prepared. Therefore, all the observation localities are situated along the roadsides where gravel pits had been dug for roadmaking purposes.

Drumlin »fields» of the investigated area are shown with broken lines in Fig. 1. Most of the bed limits described above were situated in drumlins. This is the case also when the entire area is taken into consideration. Most till bed deposits are found in the southern part of the area, in Pielisjärvi and Kuhmo where also the most extensive drumlin areas exist.

Most of the till sections have only one bed limit. Two limits are found in 7 sections, three limits in 5 sections, four limits in 4 and five bed limits in 3 localities. The average thickness of the uppermost till bed is 63 cm. The average thickness of the following till beds from the top downward is 32, 26, 17 and 11 cm. The thickness of the beds thus diminishes very regularly downward. A regularity in the appearance of the bed limits at different depths of the sections may also be observed. At a depth of less than 0.5 m there are found only two bed limits and likewise, at a depth greater than 2 m only two limits are present. About 70 % of all observed limits lie in a depth between 0.5 and 1 m and 87 % are between 0.5 and 1.5 m. This is partly caused by the fact that only a few sections reached a depth of two meters. In fairly many sections, however, the bed limits occur only in the surface parts of till and are not found deeper down, although the section continues farther downward. The bed limits of the topmost parts of till may have been destroyed later on by solifluction, washing, and frost action. Thus the surface layer of till about 1.5 m thick seems to form the main zone of occurrence of the bed limits.

The most important occurrences described above already show the form of the bed limits. Its commonest manner of occurrence has a gently winding and undulating shape. More than one-half of the observations belong to this group. Only a scanty fifth are straight-lined, as in Nurmi-järvi section. The rest are more deformed, branched and broken. In extreme cases the bed limit can be formed of scattered, winding, or even vertical pieces. In all sections the deformation of the bed limits increases downward.

The primary color of the bed limit is bluish green. Sometimes, this color is the same as in surrounding till and is caused by the presence of a greater amount of clay. One limit with a white upper part and a brown lower part is present. The white upper part corresponds to the leached zone of the soil profile, and the lower part corresponds to its oxidized zone. The brown color is as common as the bluish green. The brown color is caused by precipitation of iron from percolating solutions at the bed limits containing much clay which makes the penetration of water more difficult. On the other hand, the till between the bed limits is more penetrable by water, and precipitation from the solutions has occurred in tough and compact bed limits. Sites are also found where

precipitation has occurred only in the uppermost brown-colored bed limit. Lower limits have a color like the main till or are bluish green.

The thickness of the bed limits varies from 0.1 to 5 cm. A third of the observed limits has a thickness of 1—2 mm. Where there are several bed limits, the topmost ones are generally the thickest. The thickest limits are to be considered as tightenings of lamina matter, thus forming an intermediate stage between bed limits and laminae.

The bed limits are connected with all types of the till structures presented in the area of the map sheet of Nurmes (Virkkala, 1949). They are also met in fairly stoneless till, rather common in Suomussalmi (Virkkala, 1951). The bed limits connected with the laminated structure of till are most common in this area. This is easy to understand, taking into consideration the close relationship between the bed limits and the laminae. In several sections it has been observed that laminae change into bed limits by means of different intermediate stages. The bed limit is thus only a more advanced form of the laminae. The development which caused the formation of the laminae was evidently the greatest factor in the origin of the bed limits. More than a third of the observed bed limits connect clearly with laminated structure.

The connection of the bed limits with raisin-cake structure of till is also rather common in the area. A fourth of the observed bed limits are situated in raisin-cake till. This is the most common type of till in the area.

Because of the close relationship between the bed limits and drumlins, numerous bed limits occur in flame-structured till common in the drumlins of the area. Flame structure consists of more or less sorted, distorted, and folded lenses, often lying in a perpendicular position. The bed limits situated in flame till are strongly deformed.

A definite difference between till structures above and below the bed limit is found in a great many of the observed sections. Above the bed limit the structureless raisin-cake till is most common. Laminated till occurs above the limit in only four sections and flame till in only two sections.

Raisin-cake till occurs below the bed limit in only two sections; laminated structure in its stead, in four, and flame till, in seven sections. Sorted drift is found in many localities also below the bed limit. This drift appears either as thicker layers or as rather thin ones such as described in the instances of Petäjäväära (p. 103) and Kahunniemi (p. 104).

The bed limit forms in many instances a clear border line in regard to the hardness of till. Till above the limit is generally very loose, due to the location of the limit in the surface part of the section. The looseness is mainly caused by secondary factors, such as periglacial features, frost action, and washing which have softened the surface layers of till. On the other hand, till below the bed limit is mostly hard-pressed, sometimes

so much so that it is very difficult to shovel. The occurrence of compact till below the bed limit is a primary feature.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

It is obvious that the till with bed limits described above and the laminated till connected closely therewith are not secondary features originated after deposition of the till. They are primary structural features indicative of conditions in the basal parts of a glacier. True, various changes have occurred in the till after its deposition. These are limited, however, to surficial parts of the till, and it is comparatively easy to distinguish them from the primary structural features. By investigation of the distribution of drift in recent glaciers it is possible to draw conclusions concerning corresponding relations in the ancient glaciers.

Recent glaciers contain drift-bearing ice under pure driftless ice. In the ice the amount of drift decreases from the bottom upward. The drift may form one great basal layer in the ice, but more commonly the drift is divided into some bigger parts separated by beds of pure ice. This has been observed, *e. g.*, in Spitzbergen (Slater, 1925; Gripp, 1929), in Iceland (Koch and Wegener, 1930), in Greenland (Chamberlin, 1894, 1895; Koch and Wegener, 1917, 1930), and in the Alps (Philipp, 1914, 1932). In drift-rich ice stratification may also be observed, while drift is concentrated in thin straight or winding and folding lamellae (Carruthers, 1939; Chamberlin, 1895, p. 204), between which thin, pure or drift-poor ice layers exist. The thickness of the drift-rich ice layers has been measured and ranges from a few cm to two or three m (Chamberlin, 1895, p. 204; Philipp, 1932, p. 262). The lamellae are broken in places by stones which belong to several lamellae, or they bend from the upper or the lower side of the stone (Chamberlin, 1894, p. 568—573).

Naturally the drift contained in the ice noticeably retards the movement of the ice (Salisbury, 1896). The motion of the basal parts of the glacier occurs mainly in pure or drift-poor ice layers situating between drift-rich ice. Movement planes or shearing planes are formed in these pure ice beds where the ice motion is ascertained to occur in small jumps (Chamberlin, 1928). Along shearing planes, upper ice layers slide over the lower ones (Koch and Wegener, 1930, p. 289). Ice movement also takes place along thin pure ice layers, located between lamellae of the drift-rich ice. On the other hand, it is probable that the concentration of drift in smaller layers is favored by this movement. Some sorting may have occurred at the same time, while finer grains have concentrated between lamellae (Philipp, 1914, p. 238; Richter, 1929).

The lower drift-rich ice layers lost their plasticity by the concentration of drift in basal glacier ice. They also lost their ability to move, thus causing the deposition of the drift. The deposition occurred successively from the bottom upward. However, the till was ice-bearing the whole time of its existence under the glacier (Gripp, 1929, p. 222).

The difference between deposited till and basal drift in transport may meanwhile not have been distinct. Overlying undeposited and moving ice beds and drift layers could have removed and carried away till already deposited. In such till the motion may above all have occurred along the same shearing planes as before. The till was crushed finer in these movement planes and a greater amount of clay plastered it into a more compact state than the surrounding till. Sufficiently strong overlying power could remove a great number of underlying till beds. At the same time its power to remove more of such deposited till beds declined. The thickness of lower removed beds was so much reduced as may be observed in the Suomussalmi—Nurmes area.

The limit between removed till beds was first formed on straight lines. It could be a little deformed if removed anew. The more often the till beds already deposited were removed by overlying layers, the more the limits between till beds had opportunity to be deformed. Till beds deposited earlier and lying deeper had thus oftener a chance of removal. It was shown above (p. 105) that such is the case without exception in the area investigated. Lower limits are regularly deformed, winding and folding, in places cleft, even broken in pieces.

The origin of the laminated structure closely connected with the bed structure of till can be similarly explained. Flint (1947, p. 106) explained the origin of »fissile till», corresponding obviously to the laminated structure as »... probably flow structure induced in the plastic clay under great pressure as the till was built from the bottom up by accretion from the base of thick glacier ice that flowed slowly over it». This explanation corresponds to observations made in the area in question concerning the gradual change of lamellae of the laminated structure into bed limits. It may also correspond to observations made in recent glaciers with regard to lamellae of basal ice. Deposited and depositing till were partly removed under pressure by overlying ice layers in motion. If jerky and chronologically variable, this movement may have produced the laminated structure of till. If again the motion was unbroken and stronger and repeated at times along the same planes, the bed structure of till with distinct bed limits may have been the result. The successive alteration of the laminated structure and of the bed structure may be understood in this way.

The layerwise location of basal drift of the glacier warrants the assumption that the ice was laden with a fairly large amount of rock debris. However, the thickness of the morainic mantle in the area investigated

is rather small (Virkkala, 1949) and conditions were consequently unfavorable for the formation of till beds. Different till beds would have originated only where drift existed more abundantly in the ice. Especially drumlins presuppose drift-rich ice (Flint, 1947) and most observations of the bed structure of till are situated in drumlins or in drumlin »fields» in the area. It is probable that elsewhere in Finland opportunities to find the bed structure still exist, more particularly in Kuusamo and in the central parts of the Savo province where drumlins are common.

REFERENCES

- CARRUTHERS, R. G. (1939) On northern glacial drifts: some peculiarities and their significance. *Quart. J. Geol. Soc. London* 95, p. 302.
- CHAMBERLIN, R. T. (1928) Instrumental work on the nature of glacier motion. *J. Geol.* 36, p. 20.
- CHAMBERLIN, T. C. (1894) Glacial studies in Greenland. *J. Geol.* 2.
— (1895) Recent glacial studies in Greenland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 6.
- FLINT, R. F. (1947) *Glacial geology and the Pleistocene epoch.* New York.
- GRIPP, K. (1929) Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. *Abhandl. Geb. Naturwiss., Bd. XXII, H. 3—4, II.*
- KOCH, J. P. und WEGENER, A. (1917) Die glaciologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition. *Medd. Gronland* 46, p. 42.
— (1930) Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning-Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912—13. *Ibid.* 75.
- LUNDQVIST, G. (1941) Beskrivning till kartbladet Hedemora. *Jordlagren. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Aa 184,* p. 72.
— (1946) Beskrivning till kartbladet Avesta. *Jordlagren. Ibid.* 188, p. 66.
- PHILIPP, H. (1914) Untersuchungen über Gletscherstruktur und Gletscherbewegung. *Geol. Rundschau* V.
— (1932) Gletscheruntersuchungen in den Ostalpen. *Z. Gletscherkunde* XX.
- RICHTER, K. (1929) Studien über fossile Gletscherstruktur. *Ibid.* XVII, p. 37.
- SALISBURY, R. P. (1896) Salient points concerning the glacial geology of North Greenland. *J. Geol.* 4, p. 800.
- SLATER, G. (1925) Observations on the Nordenskiöld and neighboring glaciers of Spitzbergen, 1921. *J. Geol.* 33, p. 432.
- UPHAM, W. (1891) Criteria of englacial and subglacial drift. *Am. Geologist* 8.
- VIRKKALA, K. (1949) Explanation to the map of superficial deposits. Sheet D 4. *Nurmes. Geol. Survey of Finland.*
— (1951) Glacial geology of the Suomussalmi area, East Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 155, p. 13.

FLUOBORITE FROM PITKÄRANTA ¹

BY

PENTTI ESKOLA AND AARNO JUURINEN

Institute of Geology, University of Helsinki

ABSTRACT

The occurrence of fluoborite in the Pitkäranta area is reported. The mineral was analyzed chemically and its optical properties were determined. The results are compared with corresponding data for fluoborite from three other localities.

A paragraph in a recent paper by one of us (Eskola, 1951, p. 57) reads:

A specimen in our Pitkäranta collection is labelled »Scapolite from Herberz.» It consists of »suns» of prisms, up to two or three centimetres in length. The optical properties agree with those of scapolite, but ε is even lower than in pure marialite and the birefringence is higher. I hope to publish a study on this mineral in the near future.

The results of the subsequent study are given below. The mineral proved not to be scapolite but to be fluoborite. Fluoborite could not be found in any other specimen in the collections, and therefore the investigation was carried out on the scanty material present in the single specimen, No. 3415.

The slender prisms of fluoborite occur in radiating groups and as single prisms embedded in the other minerals, and are somewhat rounded as though corroded. An indistinct prismatic cleavage is noticeable. The mineral is clear, almost translucent, and contains no inclusions. A first determination of the refractive indices, by immersion method, was done by Mr. R. Lauerma who found $\omega = 1.538$; $\varepsilon = 1.513$. A determination by the prism method by Eskola aided by Mr. M. Lehijärvi gave $\omega = 1.536$; $\varepsilon = 1.514$.

The bulk of the specimen consists of pale green chlorite in thick plates, up to 3 cm in diameter. It is colorless in thin section and optically positive. $\alpha \smile \beta = 1.585$; $2V \smile 15^\circ$; $\gamma - \alpha \smile 0.08$. Its properties agree

¹ Received March 12, 1952.

with those of clinochlore. Against the colloform serpentine described below the clinochlore has a marginal zone within which the birefringence decreases. Along the contact there is a thin zone with fibrous texture like that of chrysotile veins.

The interstices between the plates of clinochlore are filled with non-oriented serpentine. Its elongated individual bands have undulating extinction with low grey interference colors and negative elongation. The texture is like that seen in the colloform serpentine frequently found in the upper carbonate zone of Pitkäranta. Its refringence is somewhat lower than that of Canada balsam. Enclosed in it are a few small scales of a mineral with higher refringence agreeing in its character with antigorite. Furthermore, the serpentine encloses numerous minute round opaque globules with a reddish brown color in reflected light (goethite?), and larger round globules of fluorite. The fluoborite prisms enclosed in the colloform serpentine are more corroded than those in the clinochlore.

Because the fluoborite thus appears to be older than the enclosing clinochlore and serpentine, it may have crystallized primarily in dolomite which in the upper horizon has been locally metasomatically transformed into serpentine, idocrase, fluorite, and various other minerals found in the deposits.

The separation and analysis of the fluoborite were carried out by one of us (A. J.). Approximately half of the specimen was crushed and fragments containing much fluoborite were selected for analysis. After grinding, the mineral was separated by centrifugation in Clerici solution. The principal fraction, having a specific gravity between 2.946 and 2.972, weighed approximately 3 grams, and was very pure fluoborite. It was dried at 110° C.

For the determination of boron the powder was fused with sodium carbonate, and dissolved in distilled water. The solution was neutralized with hydrochloric acid with litmus as an indicator. From this solution fluorine was precipitated with calcium acetate, using a quantity slightly in excess of the calculated amount necessary. Thereafter the liquid was made alkaline by adding two or three drops of a sodium hydroxide solution and finally acidified with acetic acid. Without removing the precipitated CaF_2 , boron was determined by distilling as the methyl ester and using sodium tungstate as retainer according to the method of Gooch and Jones (Scott, 1946, pp. 166—168). Blank determinations were made in advance.

Fluorine was precipitated as lead chlorofluoride (PbClF) according to the method of Starck and Hawley (Scott, 1946, pp. 405—406). The precipitate was allowed to stand overnight, was filtered off, and dissolved in nitric acid. The chlorine, which is equivalent in amount to the fluorine, was determined by titration according to Volhard's method. Water was determined with a Penfield tube using CaO to retain the fluorine.

The results of this investigation are intermediate between those of the fluoborites from Selibin and Franklin Furnace. Their composition is quoted in the accompanying table in columns 1 and 3, in the same manner as they are tabulated by Schaller (1942), and the results of the Pitkäranta fluoborite are placed between these in column 2. In column 4 are the figures for the fluoborite from the Norberg district.

	1	2	2 a	3	4
F comp.	76	66		62	30
OH comp.	24	34		38	70
ω	1.530	1.536		1.547	1.566
ϵ	1.507	1.514		1.522	1.528
B	0.023	0.022		0.025	0.038
G	2.95	2.96		2.92	2.89
MgO	62.02	64.17	1.5915	60.07	61.65
FeO	1.16	0.93	.0129	—	—
MnO	—	0.14	.0020	1.93	0.05
ZnO	—	0.00		2.41	—
CaO	0.56	0.00		1.19	—
B ₂ O ₃	17.67	18.47	.2652	17.25	17.90
F	20.94	19.20	1.0105	17.60	9.30
H ₂ O +	3.23	4.66	.5178	5.22	10.78
SiO ₂	0.88	0.00		—	0.45
Al ₂ O ₃	0.92	0.00		—	0.90
Fe ₂ O ₃	0.36	0.24		—	0.81
Na ₂ O + K ₂ O	—	0.00		—	—
CO ₂	—	—		1.23	1.36
H ₂ O—	—	0.00		—	—
less O for F ₂	107.74	107.81		106.90	103.20
	8.82	8.08		7.41	3.92
Total	98.92	99.73		99.49	99.28

1. Fluoborite, Beatrice Mine, Selibin, Malaya. Analyst, R. W. Johnston. From Johnston and Tilley (1940).
2. Fluoborite from I. Herberz, Pitkäranta area. Analyst, A. Juurinen.
2a. Molecular numbers of 2.
3. Fluoborite, Sterling Hill, N. J., U. S. A. Quoted from Schaller (1942).
4. Fluoborite, Tallgruvan, Norberg district, Sweden. Analyst, A. Bygdén. From Geijer (1926).

The analysis in column 2 gives the atomic ratio [Mg]:[B]:[F, OH] = 3.02:1:2.88, which agrees tolerably with the fluoborite formula Mg₃BO₃(F,OH)₃. Comparison of the analyses quoted seems to indicate that the fluoborite specimen from Pitkäranta was, after separation, purer than any of the fluoborites previously analyzed, the analysis giving 0.00 for SiO₂, Al₂O₃, CaO, ZnO, and alkalis. The percentages of F and/or (OH) are somewhat low, as is also the case in the analysis of fluoborite from Selibin.

The fluoborite from Selibin appears to be the »hydrated borate of magnesium» mentioned by Willbourn who, in his study of the Beatrice Mine (cited by Eskola, 1951, p. 78) had not noticed its content of fluorine. This was stated by Johnston and Tilley (1940).

Fluoborite was first described and named by Geijer (1926) from the Norberg district, and has later been found in different parts of the world. In some of the localities other boron and fluorine minerals occur also, such as ludwigite, chondrodite, and norbergite in the Norberg district (Geijer 1927), and the fluorine minerals chondrodite, humite, clinohumite, and cuspidine, and the boron minerals szaibelyite, datolite, ludwigite, and harkerite in the Broadford area, Skye, recently described by Tilley (1951). From Hol Kol in Korea (Watanabe, 1939) many boron minerals, e. g., szaibelyite, ludwigite, and kotoite have been recorded. In the Beatrice Mine which probably contains the largest known body of fluoborite, only fluorine minerals, viz. fluorite and phlogopite occur but no other borates.

The Pitkäranta area is geochemically a pronounced fluorine province, characterized by the occurrence of fluorite, chondrodite, vesuvianite, and phlogopite. Boron minerals, on the other hand, have not been found previously in the ore deposits, although tourmaline is common in the pegmatites which, like the chondrodite, are older than the ore deposits.

REFERENCES

- ESKOLA, PENTTI (1951) Around Pitkäranta. *Ann. Acad. Sci. Fennicae Ser. A*, III, 27.
- GELJER, PER (1926) Norbergite and fluoborite, two new minerals from the Norberg mining district. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 48, p. 84.
- (1927) Some mineral associations from the Norberg district. *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, Avhandl. och Uppsat., No. 343.*
- JOHNSTON, R. W. and TILLEY C. E. (1940) On fluoborite from Selibin, Malaya. *Geol. Mag.* 77, p. 141.
- SCHALLER, W. T. (1942) The identity of ascharite, camsellite, and β -ascharite with szaibelyite; and some relations of the magnesium borate minerals. *Am. Mineral.* 27, p. 483.
- SCOTT, WILFRED W. (1946) *Standard methods of chemical analysis.* Fifth ed. by N. H. Furman. New York 1946.
- TILLEY, C. E. (1951) The zoned contact skarns of the Broadford area, Skye, a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. *Mineralog. Mag.* 29, p. 621.
- WATANABE, TAKEO (1939) Kotoit, ein neues gesteinsbildendes Magnesiumborat. *Mineralog. u. petrog. Mitt.* 50, p. 441.

NOCHMALS ÜBER DIE ENTSTEHUNG DER GRANITGNEISKUPPELN UND DER ERZE IM PITKÄRANTAGEBIET¹

VON

MARTTI SAKSELA

Geologisches Institut, Universität Helsinki

AUSZUG

Verfasser legt seine Gedanken und Bemerkungen anlässlich der neuen Pitkäranta-Arbeit von Pentti Eskola vor.

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	115
DIE ENTSTEHUNG DER GRANITGNEISKUPPELN	116
DIE POSTLADOGISCHEN (POSTKARELISCHEN) PEGMATITE	119
DIE ENTSTEHUNG DER ERZE	119
SCHRIFTTUM	124

EINLEITUNG

Vor kurzem erschien die Arbeit von Pentti Eskola »Around Pitkäranta« (Eskola, 1951), worin u. a. die in der Überschrift erwähnten Probleme eingehend erörtert werden. Bei der Behandlung dieser Fragen hat Eskola seine Aufmerksamkeit auch auf meine neulich erschienene Pitkäranta-Arbeit (Saksela, 1951) gerichtet und gegen darin vorgelegte erzgenetische Auffassungen Einwände gemacht. Weil unsere Meinungen in mehreren wichtigen Punkten in hohem Grade voneinander abweichen, was wohl teilweise auf irgendwelchen Missverständnissen beruhen dürfte, scheint ein fortgesetzter Meinungs-austausch am Platze zu sein.

¹ Eingegangen am 11. Februar 1952.

DIE ENTSTEHUNG DER GRANITGNEISKUPPELN

Nach Trüstedt (1907, S. 59) haben wir in den gerundeten Granitgneiskuppeln (Domen) im Pitkärantagebiet die tief denudierten Reste durch seitlichen Gebirgsdruck emporgewölbter Teile der unter der Schieferdecke zusammenhängenden granitischen Unterlage der ladogischen (karelischen) Formation vor uns. Zu ungefähr gleichartigen Ergebnissen sind verschiedene Forscher gekommen, was die Entstehung der übrigen granitischen Kuppeln innerhalb der karelischen Schieferformation (Sotkuma, Kontiolahti, Liperinsalo) anbelangt (vgl. Frosterus und Wilkman, 1920; Saksela, 1933). Diese »Granitfenster« liegen in der Gegend von Axialkulminationen (Wegmann, 1928; Saksela, 1933). Nach den spärlichen tektonischen Beobachtungen zu schliessen, scheinen auch die Pitkäranta-Kuppeln, wenigstens einige von ihnen, in Kulminationsgebieten zu liegen.

Nach Eskola wären bei der Bildung der Granitgneiskuppeln von Pitkäranta Granitisierungsvorgänge von grundsätzlicher Bedeutung gewesen. »Granitization under addition of much potash and increase of volume has altered especially the marginal parts and made ancient intrusive masses well up into domes« (Eskola, 1951, S. 50). Es sind ehemalige getrennte, von älteren Schiefen umhüllte svekofennische synkinematische Intrusivmassen, die nach Eskola einer derartigen granitisierenden Metasomatose unterworfen gewesen und während der karelischen Orogenese auf diese Weise mobilisiert worden sind. »The action of mountain-making thrusting results only in the elliptical shape and gentle overtilting of the domes« (Eskola, 1949).

Eskolas Auffassung von der Entstehung der Pitkäranta-Kuppeln ist überraschend, da ja die Granitisierungsvorgänge innerhalb der karelischen Dome überhaupt nicht besonders stark sind (vgl. Frosterus und Wilkman, 1920; Wilkman, 1923), und in einigen völlig fehlen (Saksela, 1933). Die Entstehung dieser »Granitfenster« ist ganz sicher der mechanischen Einwirkung der gebirgsbildenden Bewegungen zuzuschreiben. Mit nicht geringem Interesse habe ich darum nachgeschaut, welcherlei Beweise oder Hinweise Eskola vorzulegen hat, die auf eine so abweichende Entstehung der Pitkäranta-Kuppeln hindeuten könnten. Welcherlei Belege haben wir erstens dafür, dass das ursprüngliche Dommaterial einer granitisierenden Metasomatose überhaupt ausgesetzt gewesen ist? Als Produkte der Metasomatose sind nach Eskola Gesteine gebildet worden, deren Zusammensetzung »ideal-granitisch«, mit 5—7 % K_2O , 2—3 % Na_2O , 2—3 % Na_2O und 1—2 % CaO , ist. Ihrer Textur nach sind diese Gesteine von zweierlei Typen. Der eine ist ein deutlich geschieferter, homogener, mittelkörniger, rötlicher Gneis, der andere wieder »a veined gneis with more or less pegmatitic veins in a biotite-rich schistose mass« (Eskola, 1951, S. 10). Im letztgenannten unterscheiden sich die dunkleren Bänder (das »Metasom«) von den helleren (das »Metatekt«) meistens nur auf Grund ihres grösseren Biotitgehalts. Der erstere der genannten

Typen vertritt nach Eskola irgendein Anfangsstadium, der zweite wieder den Endpunkt der vor sich gegangenen Granitisierung. Aber stellen diese Gesteine wirkliche Produkte einer granitisierenden Metasomatose dar? Eskola schreibt (1951, S. 28): »The texture of the homogenous gneiss is perfectly granoblastic and, unlike the migmatic gneisses, does not show anything to indicate that liquid granitic magma has been operative in that metasomatic alteration, which has caused the granitization of the dome rocks». Ebenso unklar ist der metasomatische Charakter des gebänderten Typus, und es möge erwähnt werden, dass Eskola aus dem Pitkärantagebiet keine Gesteinsproben vorzuweisen hat, die nach seiner Meinung solche Partien der Dome verträten, die durch die Granitisierung nicht beeinflusst sind. Statt dessen legt er zwei von Lokka (1934, S. 41 und 43) gemachte Analysen vor, die sich nach seiner Mitteilung auf Granitgneise beziehen, »which show no traces of granitization and, being in other respects similar to the dome rocks of Pitkäranta, may be confidently regarded as representing the primary type of the Pitkäranta gneiss prior to the updoming and granitization» (Eskola, 1951, S. 23—24). Das eine der analysierten Belegstücke stammt aus dem Kirchspiel Korpi-selkä, das andere aus Muuanto, also aus einer Entfernung von 60—100 km von Pitkäranta. Noch überraschender ist Eskolas Mitteilung, dass die analysierten Belegstücke ihm gar nicht zur Verfügung standen, und dass *nur* die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine bekannt ist. Wie ist es also möglich gewesen zu schliessen, dass die analysierten Gesteine z. B. nicht einmal in geringem Masse durch Granitisierung beeinflusst waren? Eskola setzt seine Beweisführung fort und teilt mit, dass westlich von der Eisenbahnstation Loimola (etwa 20 km von Muuanto) Quarzdiorit vorkommt, der dem analysierten Muuanto-Gestein ähnlich ist! »The Loimola rock differs from the dome rocks in being uninfluenced by movements and granitization, but it shows similarity in enclosing fragments of basic rocks and being cut by dykes of other basic rock. It may therefore be regarded as the prototype of the dome rocks» (Eskola, 1951, S. 24).

Eine Beweisführung obenbeschriebener Art ist, gelindest gesagt, seltsam. In der Tat sieht es so aus, wie wenn der einzige »Beweis« für eine vermutete Granitisierung die Annahme Eskolas wäre, dass in den Pitkäranta-Domen mehr basische, intermediäre Gesteine vorkommen können, die dann in kalireichere gebänderte Gneise umgewandelt worden sind. Es ist in diesem Zusammenhang zu beachten, dass gebänderte granitgneisähnliche Gesteine im Grundgebirge sehr allgemein vorkommen, und dass die »Bänderung« in diesen Gesteinen ganz sicher zum bedeutenden Teil entweder durch primäre Kristallisationsdifferentiation oder metamorphe Differentiation verursacht ist.

Obschon wir aber von der Annahme ausgingen, dass das Dommaterial einer starken granitisierenden Metasomatose ausgesetzt gewesen war,

so ist es doch sehr fraglich, ob die metasomatischen Prozesse imstande waren, in nennenswerterem Masse die Mobilität des Dommaterials zu steigern. Die metasomatischen Verdrängungsvorgänge 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). Es sei noch bemerkt, dass in den Randpartien sowohl der Pitkäranta-Dome als auch der übrigen karelischen Granitkuppeln Spuren von starker mechanischer Deformation (Breccien, Mylonite etc.) festgestellt worden sind. Dies deutet ja darauf hin, dass das Dommaterial steif in den gebirgsbildenden Bewegungen (während der Dombildung) reagiert hat.

Selbstverständlich wären die durch die postkarelischen Granite verursachten anatektischen Vorgänge geeignet gewesen, eine Steigerung der Mobilität des Dommaterials hervorzurufen, aber derartige Erscheinungen sind ja im Bereich der Pitkäranta-Kuppeln sehr selten (vgl. Laitakari, 1917; Eskola, 1949).

Verfasser hat schon früher bemerkt (Saksela, 1951), dass ihm nichts bekannt war, was darauf hindeuten könnte, dass die Granitgneiskuppeln im Pitkärantagebiet ehemalige getrennte, von älteren Schiefnern umhüllte svekofennische synkinematische Intrusionen darstellen. In seiner letzten Pitkäranta-Arbeit teilt Eskola mit, dass die mit den Domkontakten parallele Anordnung der im Granitgneis vorkommenden basischen Einschlüsse seiner Meinung nach auf eine solche Möglichkeit hindeutet. Er schreibt (1951, S. 31): »Although it is natural to assume that the conformable gneissose foliation is due to the movements in connection with the doming, it is hard to see that the large inclusions, often several metres in length, could have been perfectly oriented by this means. As the inclusions no doubt existed before the doming, the question may be asked whether their parallel orientation did not also exist before the upvaulting. This would be the case if the present dome bodies were earlier synkinematic intrusions.« Verfasser kann sich seinerseits wiederum nicht an diese Auffassungen anschliessen. Die *kleinen* basischen Einschlüsse haben sich in den starken Durchbewegungen wohl sicher parallel mit der Schieferung des umhüllenden Granitgneises anordnen können. Ausserdem ist zu beachten, dass die kleinen Einschlüsse, auch wenn sie früher in den synkinematischen Intrusivmassen parallel mit den Kontakten der letzteren angeordnet gewesen wären, ihre damalige Orientierung jedoch nicht behalten haben. Die Kontakte der genannten Intrusivmassen waren ja nur ausnahmsweise mit der Richtung der jetzigen Domkontakte gleichlaufend.

Anders verhält es sich mit den im Granitgneis vorkommenden längeren basischen Einschlüssen und den langen Metabasitgängen. Diese schneiden oft die Schieferung des Granitgneises, und es ist interessant festzustellen,

dass die Schieferung des Ganggesteins sowohl von der Richtung der Schieferung des Granitgneises als von derjenigen der Grenzflächen der Gänge abweicht (vgl. Trüstedt, 1907, S. 68). An einigen Stellen findet man jedoch Metabasitgänge, die der Richtung der Schieferung des Granitgneises sowie der Domkontakte ziemlich genau folgen. Dieser Umstand ist keinesfalls überraschend. Wie Hackman (1933) bemerkt hat, ist ein Teil der Metabasitgänge postladogischen Alters. Diese Gänge können ja selbstverständlich auf obenerwähnte Weise orientiert vorkommen.

Es dürfte aus dem oben Gesagten hervorgehen, dass Eskola m. E. keine Beweise oder Hinweise zur Stütze seiner Hypothese von der Entstehung der Granitkuppeln hat vorlegen können.

DIE POSTLADOGISCHEN (POSTKARELISCHEN) PEGMATITE

Sowohl Trüstedt (1907), Ramsay (Ramsay und Zilliacus, 1897), Törnebohm (1891) und Gadolin (Trüstedt, 1907, S. 87) haben im Pitkärantagebiet dem Alter nach zweierlei postladogische Pegmatite feststellen können. *Beide* sind, wenigstens zum grössten Teil, juvenil, sog. Komplexpegmatite, wie aus ihrer Mineralzusammensetzung zu schliessen ist (beide enthalten u. a. Turmalin). Eskola hat im Pitkärantagebiet Pegmatite zweierlei Art unterschieden. Einige sind nach ihm juvenil, andere wieder palingen. Ohne Zweifel ist auch eine derartige Einteilung der Pegmatite richtig. Sie schliesst jedoch nicht die Existenz von zwei ungleichaltrigen Gruppen postladogischer Komplexpegmatite aus, ebensowenig widerlegt sie meine Auffassung, dass die Existenz dieser Pegmatitgruppen von erzgenetischer Bedeutung ist.

Eskola behauptet, dass irgendein rötlicher Pegmatit nach meiner Meinung die ältere Pegmatitgruppe verträte. Solch eine Behauptung habe ich nie ausgesprochen. Im Gegenteil habe ich betont (Saksela, 1951, S. 186), dass es auf Grund petrographischer Merkmale nicht möglich ist, eine allgemeine Gruppierung der Pegmatite zustandezubringen. Dies könnte, wie ich bemerkt habe, vielleicht gelingen, wenn man die tektonische Erscheinungsweise genauer untersuchte.

DIE ENTSTEHUNG DER ERZE

Eskola schliesst sich den Auffassungen Trüstedts an, denen gemäss die Entstehung der eigentlichen Erze, sowie der sog. Gangarten, mit der »peripherischen Kontaktmetamorphose des Rapakiwigranits« im Zusammenhang stände. Für den Rapakiwi als Urquelle der Erzlösungen spräche besonders der Umstand, dass der in den Pitkäranta-Erzen so allgemein vorkommende Flusspat ein sehr charakteristisches Mineral auch im Rapakiwi ist. Wie Verfasser schon früher mitgeteilt hat

(Saksela, 1951, S. 225), kann er diesen Auffassungen nicht beitreten. Es sei erstens betont, dass das Fluor nicht nur ein charakteristischer Bestandteil der Rapakiwimagmen ist. Der Umstand wieder, dass die Rapakiwigranite (und nicht die anderen Granite) in der Regel Flusspat als primären Bestandteil enthalten, beruht aller Wahrscheinlichkeit nach auf dem besonderen Intrusionsmechanismus des Rapakiwi, auf seinem postkinematischen Charakter. Der umhüllende alte Felsgrund war während der Intrusion offenbar so »unversehrt«, spaltenfrei, dass die leichtflüchtigen Bestandteile aus dem erstarrenden Rapakiwimagma nicht entweichen konnten. Nur in ein reaktionsfähiges Nebengestein könnten sie in etwas grösseren Mengen eindringen.

Nach Trüstedts Untersuchungen werden die Granitgneis- und Schieferformationen vom Rapakiwi flach unterteuft. Folgende Umstände deuten auf einen derartigen Sachverhalt. In der Nähe des grossen Rapakiwimassivs kommen sowohl im Granitgneis als in den Schiefnern kleine getrennte Rapakiwimassen vor. Weiter vom Hauptkontakt entfernt, wie im neuen Grubenfeld, in Lupikko und NW-seits des Dorfes Nietjärvi, finden sich noch einige schmale Rapakiwigänge. Noch weiter von dem grossen Rapakiwimassiv entfernt, z. B. im alten Grubenfeld, hat Trüstedt nicht mehr Rapakiwigänge gefunden. Jetzt teilt Eskola mit (1951), dass im letztgenannten Gebiet allgemein flusspathaltige aplitische Gänge vorkommen, die den von Trüstedt aus anderen Grubenfeldern von Pitkäranta beschriebenen Rapakiwigängen vollkommen ähnlich sind. Beständen die ersteren wirklich aus Rapakiwi, so läge die Oberfläche des grossen Rapakiwimassivs in der Gegend des alten Grubenfeldes viel näher der Erdoberfläche, als früher angenommen worden ist. (Nach Trüstedts Profilen liegt die Oberfläche des Rapakiwimassivs in der Gegend des letztgenannten Gebiets etwa 4 km tief). Verständlicherweise wäre das Vorkommen von Rapakiwigängen im alten Grubenfeld auch von erzgenetischer Bedeutung. Ich meinerseits warte jedoch auf eine genauere Beschreibung der fraglichen Alpitgänge. Es ist nämlich höchst wahrscheinlich, dass Trüstedt diese Gänge kannte, sie aber für postladogische Aplite oder Pegmatite gehalten hat.

Eskola hat festgestellt, dass Orthoklas im Pitkärantagebiet nicht nur ein Bestandteil des Rapakiwigranits ist. Er hat nämlich Orthoklas in Pegmatit, im postkarelischen Granit und in Granitgneis gefunden. Die Verbreitung des Orthoklases scheint auf das Erzgebiet von Pitkäranta beschränkt zu sein. Daraus zieht Eskola den Schluss, dass sich der Orthoklas, ebenso wie der Flusspat (vgl. S. 119), genetisch an den Rapakiwi anschliesst. Es ist m. E. verfrüht, in dieser Beziehung Vermutungen in dieser oder jener Richtung auszusprechen.

Übrigens scheint Eskola selbst nicht ganz überzeugt davon zu sein, dass der Rapakiwi die Erzbildung verursacht hätte. Er schreibt nämlich (1951, S. 85): »Nevertheless, there are reasons speaking against the rapa-

kivi carrier hypothesis. Nowhere else has any ore deposit been found at rapakivi-limestone contacts, not even at the smallest scale, although *e. g.* at Ihalainen near Lappeenranta (Hackman, 1934) excellent contacts in a large limestone carry have been well studied. At contacts between rapakivi and migmatic rocks in all rapakivi areas, including the Salmi area except near Pitkäranta, the rapakivi proves to be completely sterile and has neither caused contact metamorphism nor forwarded any considerable amount of material into the country rock. Nor does Sahama's (1945) geochemical study reveal any features in the trace element contents in rapakivi characteristic of the Pitkäranta area excepting the fluorine.» Und weiter: »We must also remember that at least one fluorine-bearing mineral, *viz.* chondrodite, is no doubt of a pre-rapakivi age. It is, also, difficult to imagine that the potash feldspar in the granite-gneiss, granite, and pegmatite could have changed into orthoclase by the contact action of rapakivi, if it had been primarily microcline. The orthoclase and its minute inclusions of fluorite (?) would rather seem to have been primary constituents of the pegmatites and granites and even of the granite-gneiss.» Dies sind in der Tat triftige Bemerkungen!

Eskola hebt das inaktive Verhalten der Pegmatite in der Erzbildung hervor. Er schreibt (1951, S. 81): »If my review does not convince him [den Leser] of the indifferent behaviour of the pegmatites, I think the original text [also Trüstedts Arbeit] might do so, if he has the patience to read it carefully. For my part I cannot understand but that Saksela, who has never studied the deposits in field, has not read his Trüstedt with sufficient care.» Alle diese von Eskola ausgesprochenen Behauptungen und Vermutungen sind sowohl eigenartig als unhaltbar. Es möge nur bemerkt werden, dass nach Trüstedt die Bildung des Skarns sich eng an die postladogischen Pegmatitintrusionen anschliesst, und dass in Trüstedts Arbeit zahlreiche schöne Beispiele vom »aktiven« Verhalten der Pegmatite finden. So sind z. B. die Pegmatite im Kontakt mit Kalkstein sehr oft vom letzteren durch eine schmale Skarnzone getrennt. Diese Zonen sind nicht selten mit Erzmineralien imprägniert, und Trüstedt bemerkt auch, dass »die Agentien, welche die Kontaktmetamorphose der Kalksteine in Skarn bewirkten, gelegentlich auch nicht so geringe Mengen von metallischen Begleitern enthielten« (Trüstedt, 1907, S. 105).

Zur Stütze meiner Annahme, dass sich die Erze im alten Grubenfeld, zum grössten Teil auch die im neuen Grubenfeld und in Lupikko, genetisch eng an die postladogischen Komplexpegmatite anschliessen, habe ich hervorgehoben (Saksela, 1951, S. 226), dass es kein blosser Zufall sein kann, dass Erze in grossen Mengen gerade dort zu finden sind, wo Pegmatite am reichlichsten vorkommen, und sogar in der unmittelbaren Nähe der letzteren. Nach Eskolas Meinung ist dies nicht richtig. Er bemerkt, dass in Pitkäranta Erze auch an Orten vorkommen, wo die

Pegmatite spärlich sind oder völlig fehlen, wie z. B. im neuen Grubenfeld und in den Gruben Schwartz, Nikolai und Meyer im alten Grubenfeld. Es sei demzufolge erwähnt, dass die langen zwischen Granitgneis und Schieferformation vorkommenden Pegmatitlagergänge in der Gegend der Meyer-Gruben, in einer Entfernung von 300—600 m von den Schwartz- und Nikolai-Gruben, endigen. In der Schieferformation sind jedoch einzelne ziemlich grosse Pegmatitfelsen angetroffen worden, die in einer Entfernung von nur 200 m von den letztgenannten Gruben liegen. Ausserdem ist es nicht unmöglich, dass auf irgendeinem tieferen Niveau Pegmatite noch näher den erwähnten Gruben vorkommen können. Im neuen Grubenfeld treten nach Trüstedt Pegmatite in bedeutend geringeren Mengen auf als im alten Grubenfeld, aber die Erzbildung ist ja dort auch viel schwächer gewesen. Die Bemerkung Eskolas, dass in der Nähe einiger Pegmatitvorkommen ausserhalb des Pitkärantagebiets keine Erze gefunden worden sind, ist in diesem Zusammenhang bedeutungslos.

Eskola schreibt (1951, S. 82): »In that part of Saksela's paper which deals with the ore minerals, I can find no evidence whatever for his thesis that two series of ore formations exist, any more than it is possible to separate two groups of pegmatites«. Ich habe im Pitkärantagebiet drei Serien von Erzbildungen unterschieden. Zwei von diesen schliessen sich genetisch an die Pegmatite an. Meine eigenen Untersuchungsergebnisse sind selbstverständlich unzureichend, um eine derartige Gruppierung zustandezubringen, und ich habe mich deshalb gleichzeitig auf Trüstedts meisterhafte Beschreibung des umfangreichen Pitkäranta-Materials gestützt (Saksela, 1951, S. 297—298). In Trüstedts Werk findet man beweiskräftige Beispiele, die u. a. auf die Existenz von zwei Serien von Erzbildungen im alten Grubenfeld hindeuten.

Unbegreiflich ist Eskolas Behauptung, dass die Pitkäranta-Erze nach meiner Meinung pneumatolytisch, und nicht hydrothermal wären. Ich habe hervorgehoben, dass sich an die pneumatolytischen Paragenesen Erzarten anschliessen, die unter hydrothermalen Bedingungen gebildet worden sind (Saksela, 1951, S. 225). Zu den letztgenannten gehören u. a. Bleiglanz und Fahlerz, sowie in der ersten Serie von Erzbildungen alle Erzminerale, die nach Cubanit und Kupferkies gebildet worden sind (vgl. das Schema bei Saksela, 1951, S. 227). Ferner habe ich bemerkt, dass die Serpentinisierungen, Chloritisierungen, Zoisitisierungen, Sericitisierungen und die Bildung von Talk wenigstens zum bedeutenden Teil unter hydrothermalen Bedingungen vor sich gegangen sind.

Nach Eskola ist die Erzbildung in Pitkäranta niedrigtemperiert, worauf besonders das ziemlich reichliche Vorkommen des Serpentin hindeutete. So liefere z. B. die Mineralassoziaton Serpentin — Zinkblende — Kassiterit — Scheelit — idiomorpher Magnetit einen klaren Hinweis auf niedrige Bildungstemperaturen der Erzminerale. Hier hat sich

Eskola gründlich geirrt. Die Mineralien der Assoziationen, die von ihm als geologisches Thermometer benutzt worden sind, gehören bestimmt nicht zu ein und derselben isogenetischen Mineralparagenese, sie sind paragenetisch nicht äquivalent. Der Serpentin spiegelt keineswegs die Temperaturverhältnisse während der Bildung der Erzminerale wieder. Die Serpentinisierungen haben sich nämlich, wie zahlreiche Beispiele gezeigt haben, entweder vor der eigentlichen Erzbildung oder in deren letzten Phasen vollzogen. Dies gilt sowohl für die erste als die dritte Serie von Erzbildungen.

Als ich meine Theorie hinsichtlich der Entstehung der Pitkäranta-Erze vorlegte, ging ich von der Annahme aus, dass jedenfalls keine grössere Meinungsverschiedenheiten darüber beständen, was überhaupt mit dem Begriff Pneumatolyse gemeint ist, und dass z. B. die diesbezügliche Definition von Schneiderhöhn (1941, 1949) allgemein angenommen war. Demgemäss fängt ja nach der Graniterstarrung (z. T. schon etwas früher) eine zweite Stufe der Lagerstättenbildung, die pneumatolytische Stufe, an. Sie bildet eine Übergangsstufe zwischen der liquidmagmatischen und der hydrothermalen Stufe. Sie umfasst einen bestimmten p-t-Bereich (die untere Temperaturgrenze liegt etwa bei 374°), ein äusserst wechselndes Verhältnis leichtflüchtige Bestandteile: schwerflüchtige Bestandteile und ist durch eigenartige und sehr auffällige geochemische Elementkombinationen und einzigartige Paragenesen ausgezeichnet. Nach Eskola stellt die Pneumatolyse jedoch ganz einfach irgendeine Dampfphase dar, die keinen bestimmten Temperaturbereich indiziert (Eskola, 1951, S. 82). Nach ihm können sich pneumatolytische Paragenesen auch in niedrigen Temperaturen bilden. Er schreibt sogar (1951, S. 82): »Tin ore deposits, such as those in Malay, are characteristically pneumatolytic deposits, yet they have apparently been formed at temperatures which in some other formations are hydrothermal»

Die Annahme von Eskolas Definition würde einen Rückschritt in der Entwicklung der Erzlagerstättenkunde bedeuten. Es möge betont werden, dass die wirklichen (hochtemperierten) pneumatolytischen Paragenesen (im Sinne der zuerst beschriebenen Definition) heute schon gut bekannt sind. Derartige Paragenesen verleihen auch den Erzen von Pitkäranta ihr Gepräge. Die kontaktpneumatolytischen Paragenesen stehen bekanntlich zumeist in erkennbarer Beziehung zur Kontaktfläche eines Intrusivgesteins gegen kalkig-dolomitische Nebengesteine (vgl. Schneiderhöhn, 1941). Im alten Grubenfeld von Pitkäranta ist der Rapakiwi, wie ich schon früher hervorgehoben habe, sowohl in horizontaler als in vertikaler Richtung so weit von der Erzformation entfernt, dass die Erzbildung nicht in genetischer Beziehung zu ihm stehen kann. Im neuen Grubenfeld, ebenso wie in Lupikko, ist dagegen der Einfluss des Rapakiwi in gewissem Masse schon festzustellen, und im Hopunvaara-gebiet, dicht bei dem grossen Rapakiwimassiv, verdanken die Erze allem Anschein nach der Rapakiwi-Intrusion ihre Entstehung.

Die Behauptungen und Bemerkungen, die Eskola in seiner neuen Pitkäranta-Arbeit vorgelegt hat, haben meine Auffassungen und Theorien hinsichtlich der Entstehung der Pitkäranta-Erze in keiner Beziehung erschüttert.

SCHRIFTTUM

- ESKOLA, PENTTI (1949) The problem of mantled domes. *Quart. J. Geol. Soc.* London, 104, S. 461.
- (1951) Around Pitkäranta. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A. III*, 27.
- FROSTERUS, BENJ. ja WILKMAN, W. W. (1920) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 3, Joensuu. Kivilajikartan selitys.
- HACKMAN, V. (1933) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 2, Savonlinna. Kivilajikartan selitys.
- (1934) Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). *Bull. Comm. géol. Finlande* 106.
- LAITAKARI, AARNE (1917) Om några kontakter från Pitkäranta område. *Medd. Geol. Fören. Helsingfors, år 1916*.
- LOKKA, LAURI (1934) Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. *Bull. Comm. géol. Finlande* 105.
- RAMSAY, W. und ZILLIACUS, A. (1897) Monazit von Impilaks. *Öfversikt Finska Vetenskaps-Soc. Förh.* 39.
- SAHAMA, TH. G. (1945) On the chemistry of the east Fennoscandian rapakivi granites. *C. R. Soc. géol. Finlande* 18; *Bull. Comm. géol. Finlande* 136, S. 17.
- SAKSELA, MARTTI (1933) Die Kieserzlagertstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien, Finnland. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 55, S. 29.
- (1951) Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze. *C. R. Soc. géol. Finlande* 24; *Bull. Comm. géol. Finlande* 154, S. 181.
- SCHNEIDERHÖHN, HANS (1941) Lehrbuch der Erzlagertstättenkunde. Band I. Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. Jena.
- (1949) Erzlagertstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. 2. Auflage. Stuttgart.
- TRÜSTEDT, OTTO (1907) Die Erzlagertstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. *Bull. Comm. géol. Finlande* 19.
- TÖRNEBOHM, A. E. (1891) Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 13, S. 313.
- WEGMANN, C. E. (1928) Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. *Fennia* 50, N:o 16.
- WILKMAN, W. W. (1923) Kuopion seudun kivilajit. Suomen Geologinen komissioni. *Geotekn. tiedonant.* 36.

A DISCUSSION OF DOMES AND GRANITES AND ORES ¹

BY
PENTTI ESKOLA

Institute of Geology, University of Helsinki

ABSTRACT

A discussion is given of several problems pertinent to the pre-Cambrian geology of Finland, partly as a criticism of the statements presented by Martti Saksela. Some new results dealing with the geology of the Orijärvi and Rauma areas are incorporated.

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	125
GRANITIZATION AND TECTONICS OF THE GNEISS DOMES	126
THE GRANITE-GNEISS IN THE SALMI—SUOJÄRVI DISTRICT	127
GRANITIZATION OF THE ORIJÄRVI GRANODIORITE	128
MIGMATITES NEAR RAUMA	130
RELATION OF INTRUSIONS TO OROGENY	135
SAKSELA'S WORK ON THE GRANITES OF EAST BOTHNIA	138
WERE THE DOMES OF PITKÄRANTA ORIGINALLY SEPARATE INTRUSIONS?	140
THE PROBLEM OF THE ORES	141
REFERENCES	142

INTRODUCTION

The present paper primarily is a reply to the new article by Saksela (1952) on the geology of the Pitkäranta area to be published in this volume. As the contents of my papers (Eskola, 1949, 1951) have not been intelligible to Saksela, and as it may be desirable for other readers to get as thorough understanding as possible of the phenomena connected with the mantled domes in the Karelian formations, I shall try to explain them further.

1) Received May 9, 1952.

While engaged in this task, two observations caused me to widen the scope of this paper. First, Saksela's assertions impel me to discuss further some important features of granitization, and to anticipate some results of forthcoming investigations on granitization in other regions. Second, Saksela's failure to understand the nature of granitization in the Pitkäranta domes led me to scrutinize his earlier papers from which it became evident that his conclusions in this matter as well as in the problems of ore genesis can only be understood by realizing that he still adheres to certain ideas about granites and pegmatites published by him long ago. Some of his old papers therefore require a discussion in this connection.

GRANITIZATION AND TECTONICS OF THE GNEISS DOMES

Saksela wants to minimize the importance of granitization in connection with the upheaval of the Karelian domes, referring to papers by Frosterus, Wilkman, and himself. Concerning the domes near Joensuu I have said the same (Eskola, 1949, pp. 466—467). The absence of granitization in the eastern Joensuu (or Latvajärvi) dome appears clearly from the fact that the same porphyritic granites and migmatites occurring in the dome are also found as boulders in the conglomerates of the mantle. Some evidence of incipient migmatization, however, is traceable in the eastern part of these domes, too. In the Kuopio and Pitkäranta domes, on the other hand, intense granitization is proved by the existence of ideal-granitic marginal zones around granodioritic or quartz-dioritic inner parts of the domes, and by the fact that the palasom in the migmatic portions is richer in plagioclase than the metatect. Frosterus and Wilkman could not know granitization, as this phenomenon was unknown when they wrote their papers, and Sederholm, who was the first to discover migmatization and palingenesis at Pitkäranta, did not, at that time (1917, quoted in Eskola, 1949, p. 463), consider the possible changes in chemical composition at granitization.

In domes that have not been granitized, the upheaval may be due to tectonic causes alone. There are all intermediate stages from atectonic domes (Vredefort, Arran) to tectonic nappes (Simplon, Tauern, the »wedges» in the nappes of the Caledonian mountains in Scandinavia). The granitization appears to be independent of the amount of tectonic movement though contemporaneous with it (see Eskola, 1949, p. 467). The Karelian domes, including those at Pitkäranta, are all tectonic domes. They all can be justly called »tectonic windows» and they all occur in what may be called axial culminations, although the application of this term requires some explanatory remarks.

As Saksela says, my tectonic observations are sparse, especially as far as observations of lineation are concerned. They are, however, suffi-

cient to prove definitely that southeasterly or southerly plunges are commonest and prevail also in the northwestern or northern parts of the domes. Where well exposed, the contacts are almost vertical (Sumeria) or overtilted (Kaunisniemi), and the lineation, where discernible, is vertical or plunges southwards. Thus observation of the lineation alone would seem to indicate no axial culminations at all, but instead a uniform pitch in one direction. This, of course, cannot mean that the folding axis could incline infinitely in one direction, but the one-sided pitch must be balanced by fault- or flexure-like dislocations in the opposite direction. This happens at the northern contacts of the domes. The tectonics are in this respect comparable to those in southwestern Finland where the lineations and also the folding axes plunge, over wide ranges, uniformly toward the east.

In districts of mantled domes, there is a level of reference that is even a more reliable indicator of axial culminations than folding axes or lineations alone, *viz.* the contact surface which represents an originally almost horizontal earth surface. In the domes these surfaces have bulged upward. Each axial culmination in a denuded area is, in a certain sense, a tectonic dome, although it has not always subjacent rock masses exposed.

THE GRANITE-GNEISS IN THE SALMI—SUOJÄRVI DISTRICT

The reality of granitization is furthermore confirmed by the fact that the nearest non-dome areas of granite-gneiss northeast of Pitkäranta consist largely of ungranitized rocks identical in composition to the best preserved portions of the dome rocks. I had no specimens and few slices from ungranitized dome rocks or from the wide areas because the materials collected for the Geological Survey by me and others were not available during my laboratory work and the area is not now accessible (*cf.* Eskola, 1951, Preface) but I have earlier studied all the specimens and slices of the Survey when revising the area for preparation of the map-sheets Salmi and Suojärvi. These were never completed because the area was lost from Finland in the war. I have traversed all parts of this vast district. As it appears from the diaries, quartz diorites and granodiorites, or »oligoclase granites», occur in many homogeneous masses showing no signs of granitization, *i. e.*, containing little or no potash feldspar and no migmatic veins. As the composition is identical to that of the best preserved parts of the dome-rocks, the homogeneous rock appears to be the prototype of the latter. The analyses of the rocks from Muunto and Korpiselkä were made by Dr. Lauri Lokka at my request, and I had chosen the specimens for analysis from homogeneous, non-granitized masses. Of course I would have had the best-preserved dome-rock analyzed also, had specimens been available, although it is clear that the result would have been practically the same. 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.

In this granite-gneiss area the plagioclase-rich types alternate with microcline-granitic rocks in approximately equal amounts. The latter are always younger than the former, commonly migmatic, often cut by pegmatites, and, to judge from their nebulitic structures, largely palingenic. Only one large area of rather homogeneous medium-grained microcline granite, in the surroundings of Liusvaara in the parish of Ilomantsi, was interpreted by me as a primary differentiate from the old synkinematic granitic plutons (Eskola, 1950).

It was my intention to continue my studies on the genesis of granites in this same area, but as this is now out of question, I have had to rely upon examples from other areas. I have long been looking for evidence for a primary magmatic genesis of ideal-granitic rocks. Therefore I visited the Liusvaara area twice, the last time for the particular purpose just mentioned, and my observations were in full accord with what may be expected from the differentiation hypothesis. However, I can no longer refer to this field as conclusive evidence, as I have, in the last few years, encountered many cases of metasomatic granitization also in areas where I had previously assumed primary differentiation. The same has been the experience of the Survey geologists. A single example from my own experience may be recorded as it is quite characteristic.

GRANITIZATION OF THE ORIJÄRVI GRANODIORITE

On the shores of the Lahdenperä bay of Lake Määrijärvi in the Orijärvi region (Eskola, 1914) there occurs, as part of a large differentiated pluton of granodiorite, called oligoclase granite, and hornblende gabbro, a microcline-rich granite which I had interpreted as a primary differentiate from the oligoclase granite. Expecting to find proofs of this, I re-visited the Lahdenperä area a few years ago.

Near the farm of Rahnola the rock is of medium grain and in outer appearance very like the Orijärvi granite, as found in the surrounding area, but containing more microcline and biotite with some muscovite instead of hornblende, but no epidote. A faint foliation is visible in the outcrop, though almost imperceptible in the hand specimen of fresh rock. Under the microscope the texture appears very different from that of the Orijärvi granite, its most prominent feature being a well-developed granoblastic pavement mass, coarser in grain, with very little pigment in the feldspar and with rectilinear boundary lines between the grains of the light minerals, plagioclase, quartz, and microcline, some grains of which contain sparse strings of perthite of the flame-type. The biotite occurs in clusters, like those of hornblende and biotite in

the Orijärvi granite. The individual scales of micas lie parallel in the clusters, as also are the scattered single scales. The foliated appearance is still more accentuated by the parallel orientation of the elongated, strain-shadowed quartz grains. Furthermore, the microcline is preferably arranged along streaks parallel to the foliation. Megascopically these streaks are visible due to the reddish tint of the microcline. From this manner of occurrence the microcline, or part of it, would seem to have been injected later in the rock, and it is indeed probable that the Rahnola rock represents the first step in the granitization of the Orijärvi granite (Table I, Analyses 1 and 2). But this interpretation cannot quite exclude the alternative assumption that the rock was a product of differentiation.

The next outcrop west of Rahnola is on the shore of Lake Määrijärvi at the Lahdenperä bay. Here the rock is lighter in color and more like normal massive granites, but distinctly foliated due to parallel arrangement of biotite-rich bands and schliers, resembling the »ghost-like» relics in the Hanko (Hangö) and Helsinki granites, but more rectilinear, unfolded. Its appearance in the outcrop is still very much like that of the Rahnola rock and the strike of foliation is the same. The microscope reveals a wholly unoriented aggregate of microcline, quartz, and plagioclase. The grain boundaries are, as in many aplites, more serrated than in the Rahnola rock. The very sparse perthite threads are flame-like in this rock also. The most striking textural feature is the strict parallel orientation of dark large biotite scales which thus, at the first sight, give the appearance of relics from some earlier stage. The analysis (3) allots itself nicely in the series of gradual passage from the Orijärvi granodiorite into ideal granite, representing the latter in its extreme development.

Table I. Chemical composition of granodiorite changing into granite

Constituent	1	2	3
SiO ₂	71.36	73.96	76.46
TiO ₂	0.34	0.30	0.19
Al ₂ O ₃	13.31	13.25	12.48
Fe ₂ O ₃	0.99	0.79	0.31
FeO	3.36	1.43	0.57
MnO	0.10	0.03	0.03
MgO	0.87	0.43	tr.
CaO	2.85	1.67	1.26
Na ₂ O	3.58	4.00	3.41
K ₂ O	2.26	3.17	5.23
P ₂ O ₅	0.21	0.10	0.08
H ₂ O+	0.45	0.28	0.32
H ₂ O—	0.25	0.32	0.16
Total	99.93	99.73	100.50

1. Orijärvi granodiorite, Salmi, Orijärvi. »Oligoclase granite», composed of quartz, oligoclase, microcline, hornblende, biotite, and epidote. Analyst, Pentti Eskola (Eskola, 1914).

2. Oligoclase-microcline granite, Rahnola, Kisko. Analyst, O. von Knorring.
3. Microcline granite, Lahdenperä, Kisko. Analyst, O. von Knorring.

The rock from Lahdenperä is no doubt a product of metasomatic granitization of the Orijärvi granodiorite or some variety related to the latter. For the present discussion it is immaterial whether the metasomatism has been effected by freely moving ions or, as I believe, by granitic magma.

The same granitization occurs on a larger scale at the eastern boundary of the Orijärvi granite north of Leila (see the maps in Eskola, 1914). I have regarded the granitized rock as a younger granite (the Karjalohja granite), while Tuominen and Mikkola (1950) unite it with the Orijärvi granite, as its tectonic features continue without interruption and are well preserved.

This is a very common feature in the granitized rocks of Finland. Wegmann (Wegmann and Kranck, 1931) characterizes it in the following words:

»Während die neuen Mineralien immer mehr das Bild beherrschen, verschwinden die früheren immer mehr. Die dunklen Gemengteile behalten im grossen ihre geometrischen Orte und erhalten so die »Zeichnung« des früheren Gesteins. — — — War der Wirt ein gefaltetes Gestein, so sind die Falten noch eine Zeitlang als Zeichnung erhalten — — —».

Wegmann was the first to reveal the metasomatic granitization under preservation of the »old design« (»Erhaltung der alten Zeichnung«) during his investigations with Kranck in the archipelago east of Helsinki. After that time it has been found to be a very common feature of granitization in the Finnish Archaean and increasingly numerous examples of it are being described. The original rocks have been various: quartzites, arkoses and greywackes, shales and other argillaceous rocks, different vulcanites, and plutonites.

MIGMATITES NEAR RAUMA

As an example of granitization starting with the formation of veined gneisses, I take an area in and near the town of Rauma in western Finland where I carried out field studies during a few weeks in the summer of 1941 with the assistance of Dr. Aimo Mikkola, who was at that time a student. Part of the area is shown in Fig. 1. It is a direct northern continuation of the kinzigite and trondhjemite area of Kalanti (Hietanen, 1943), and the primary character of the rocks is the same. Below I shall mention mainly features not found in the Kalanti district.

In general, granitization in the Rauma area is more intense. In the kinzigites the granitic and pegmatitic metatect is more abundant, in the form of venitic blind veinlets and vugs, containing idiomorphic crystals



Fig. 1. Geologic map of the area east and south of Rauma.

of almandite and bluish translucent cordierite, arteritic veins with much microcline, and larger masses of pegmatite as concordant and cross-

cutting dykes and bosses. The amount of newly introduced granitic material is commonly more than 50 %, in many places much more, up to 90 % of the rock mass. In spite of this, the kinzigitic migmatite may depict the premigmatic design and the primary character of the rock. Therefore the geologist marks on his map only the palasom even though this makes but a trifling part of the rock mass. This is also true of many parts of Hietanen's maps. Distinct primary layering with »sandy layers» and lime-rich concretions in granitized kinzigite is exposed at point 34, 3 km southeast of Rauma, while cordierite-rich kinzigite with little arteritic material is found, *e. g.*, at Kullanperä about 10 km west of Rauma (analysis 4 in Table 2). Cordierite from venitic vug in kinzigite exposed in front of Hotel Raumanlinna in the town has been analyzed and was published by Hietanen (1943, p. 13). It is intermediate in its [Fe]:[Mg] proportion, with 9.65 % FeO and 6.94 % MgO.

The argillaceous primary character of the kinzigite, apparent from its composition as well as its structure, is furthermore corroborated by the occurrence of graphite in it as thin scaly crystals, up to one or two mm in diameter. In view of the results recently obtained from the determinations of the isotopes of carbon present in many pre-Cambrian rocks (Rankama, 1948) it appears highly probable that this graphite is of organic origin.

The layers of kinzigite are, as a rule, folded around flat-lying east-westerly axes, mostly pitching from 10° to 25° east. This folding is apparently premigmatic — as it is in the Kalanti area. Only locally is the axial pitch otherwise directed, and exceptionally the axis assumes a vertical position. The veins of the migmatite are in such cases very frequent and winding in all directions so that no general strike can be measured. The occurrence of such »wild migmatites» is apparently connected with the intrusion of granitic magma. Instructive examples are exposed at Ottila (point 19) and southeast of Pitkäjärvi (point 21) at the roadside 2 and 3 km south of Rauma. The rock is injected with small pegmatitic veinlets in all possible directions and also cut by larger stocks of pegmatite. Characteristically, however, only less than 1 km north and 2 km east of these outcrops, at points 18 and 33, the flat folding axis and the general strike and dip have been well preserved in the »ghostly remnants» of kinzigite, although the amount of this palasom is hardly 10 % of the rock mass which is otherwise almost pure pegmatite. Thus the metasomatic granitization may take place quietly, but the old design may also be disturbed altogether. This important result of the investigation in the Rauma area has been also obtained in many other tracts in Finland. Disturbances of the strike and uptilting of the pitch are generally connected with diapiric rise of granite, whereby dome-like structures have originated in some areas.

Complete metasomatic granitization in the Rauma as in the Kalanti area results in microcline-rich pegmatites. Ordinary coarse-grained and homogeneous granite may also form, though rarely; it is then almandite- and cordierite-bearing. The Kakola granite in Turku (Hietanen, 1947) is the best example.

Another rock, apparently of sedimentary origin like the kinzigite, is dark fine-grained biotite gneiss. It is rich in biotite and oligoclase, contains also microcline and commonly almandite but rarely hornblende. Amphibolites are rare and subordinate.

Up to the northern line of the Kalanti map area trondhjemite is the dominating intrusive rock, but near the town the trondhjemites are increasingly mixed with grey microcline granite. During the field-work we carried a microscope to determine the feldspar in powdered rock after every day's work, as Hietanen had done during her Kalanti work. In the Rauma area, however, we could not separate granite and trondhjemite on a reasonable map scale, as neither of the rocks forms large enough homogeneous masses. Medium-grained microcline granite is in some places reddish in color, but mostly grey like trondhjemite, and we never learned to distinguish granite from trondhjemite without using a microscope. Most part of the area just south and east of the town proved to be granite, but trondhjemitic varieties were found here as well. The separate lenticular mass south of Sampaanala consists of typical trondhjemite, and farther south trondhjemite alone dominates. East of Rauma homogeneous grey granite occurs at Uotila, whereas farther east trondhjemite appears to be dominant. Between Uotila and Kolla the trondhjemitic rock is very impure enclosing resorted fragments of gneiss and kinzigite. The rock is darker in color than the average trondhjemite and looks like quartz diorite, but hornblende was mostly found to be absent, while biotite is abundant. In many slices this rock was found to contain numerous rather big rounded crystals of a uniaxial positive mineral of brownish tint. From its optical properties it seems to be zircon.

Thus the trondhjemites have, on a limited scale, formed migmatites with supracrustal rocks, as also has been observed occasionally in the Kalanti area. Fragments of biotite gneiss were observed just south of the town (point 13), and mixtures of trondhjemite and kinzigite occur north of Tarvola. Such trondhjemite migmatites are in turn penetrated by younger microcline-pegmatitic material to such an extent that it is difficult to estimate the amount of the older migmatite. They are polymigmatites.

To get an idea of the amount of contamination of the trondhjemitic rocks, I had chemical analyses made by Miss Elsa Ståhlberg (Table II). Analysis 1 represents the palasom of migmatite which, from its location, would seem to have been originally trondhjemite (or diorite-trondhjemite)

and not kinzigite. The analysis confirms this expectation. The high potash, entering into biotite, may have been derived from the metatect, which is granitic pegmatite. The high alumina, excessive in proportion to the feldspars, might be supposed to be derived from kinzigite assimilated by the trondhjemite. The rock represented by Analysis 2 is poor in pegmatitic veins and hornblende-bearing like the diorite-trondhjemites farther south, but still having excessive alumina present in the biotite. The third rock type (Analysis 3) is quartz-rich though dark-colored from much biotite. The very high excess in alumina is present in the biotite, and although microscopic examination did not reveal any cordierite or its alteration products, the excessive alumina most probably owes its origin to assimilated kinzigite.

Table II. Analyses and norms of contaminated trondhjemitic rocks and a kinzigite

Constituent	1		2		3		4	
SiO ₂	54.20	9 033	55.84	9 307	66.48	11 080	62.13	10 355
TiO ₂	0.84	105	0.97	121	0.84	105	0.58	72
Al ₂ O ₃	19.21	1 880	18.91	1 850	16.01	1 566	16.49	1 617
Fe ₂ O ₃	0.76	48	1.56	98	1.08	68	2.68	168
FeO	7.06	983	6.01	836	4.61	642	7.20	1 002
MnO	0.06	8	0.06	8	0.05	7	0.07	10
MgO	3.73	925	3.61	895	1.75	434	2.90	719
CaO	5.12	913	4.84	866	1.98	353	1.28	228
Na ₂ O	3.07	495	3.59	79	3.31	534	1.89	305
K ₂ O	2.88	306	2.88	81	2.47	262	3.20	340
P ₂ O ₅	0.11	8	0.00	—	0.00	—	0.00	—
H ₂ O+	2.57	—	1.86	—	1.28	—	1.48	—
H ₂ O—	0.36	—	0.38	—	0.40	—	0.52	—
Total	99.97	—	100.51	—	100.26	—	100.42	—
qua	4.13	—	4.51	—	28.13	—	27.23	—
or	17.02	—	16.98	—	14.57	—	18.90	—
ab	25.94	—	30.34	—	27.98	—	15.98	—
an	25.38	—	23.99	—	9.81	—	6.34	—
cor	1.90	—	1.04	—	4.30	—	7.59	—
en	9.25	—	8.95	—	4.34	—	7.19	—
fs	11.06	—	8.22	—	6.28	—	10.19	—
ap	0.27	—	—	—	—	—	—	—
mt	1.11	—	2.27	—	1.58	—	3.89	—
il	1.28	—	1.84	—	1.60	—	1.09	—
Total	97.34	—	98.14	—	98.59	—	98.40	—

1. Palasom of migmatite, roadside 5.5 km east of Rauma. Analyst, Elsa Ståhlberg.
2. Biotite-hornblende trondhjemite, point 121, 5 km east of Rauma. Analyst, Elsa Ståhlberg.
3. Biotite-rich trondhjemite, point 118, 3 km east of Rauma. Analyst, Elsa Ståhlberg.
4. Kinzigite, Kullanperä, 10 km east of Rauma. Analyst, Elsa Ståhlberg.

At first glance the four analyses look very much alike. The smaller amounts of alkalis and lime in rock 4 makes the mode of this rock quite different, causing much cordierite and some almandite. Calculation of the norms discloses the peculiarities.

The metatectic granitic material in the migmatites is for the most part pegmatitic but in part aplitic. With the kinzigites it forms veined gneisses, as described, but with less distinctly foliated rocks like the biotite gneiss and the trondhjemite the granitic veins are not sharply bounded and penetrate the host rock in different directions. Such mixed rocks remind one of agmatite, but differ from this in so far as the older fragments have rounded forms. Such migmatites might be called *resorption breccias*.

In many places where trondhjemites are cut by granitic veins, the granitization has obviously changed the trondhjemite replacing smaller or greater part of its plagioclase by microcline. In some cases the microcline is reddish in tint but it may also be grey, in which case the rock looks like unchanged trondhjemite. From the Kalanti area Hietanen describes partial granitization of trondhjemites as a result of later microclinization of plagioclase beginning in the intergranular film, whereas no differentiation series leads from trondhjemites to granites, the former having their own pegmatites and aplites. Trondhjemite aplite also occurs in the Rauma area, and it is apparent that the grey microcline granites have been formed by metasomatic replacement from the trondhjemites, just as we found in the case of granitization in the Orijärvi rock.

RELATION OF INTRUSIONS TO OROGENY

Sederholm's well-known division of the granites of Finland into four groups was primarily based upon their geological age. In its final form this grouping was first presented in 1928. Before that, even as early as 1893, it had been clear to him that the older and younger Archaean granites, or the first and second group of granites, show characteristic differences in their chemical composition, their relation to the invaded rocks, and their texture. The oldest rocks (the first group) are (Sederholm, 1924, p. 129) »generally granodioritic and show frequent transitions into diorite, gabbro, ornöite-like rocks, *etc.*». In wide areas they are »very pure from admixture of schists and in that case often fairly massive», while in other areas they are more intimately mixed with leptitic schists and in that case more or less gneissose in character, often typical granite gneisses. The younger granite (the second group) is microcline-rich, predominantly red, of the Hango (Hangö) granite type. This description refers to the Turku—Åland archipelago, but it can with small modifications be applied upon the whole coastal region of southwestern Finland.

The older granites mostly belong to differentiated plutons of more or less gneissose rocks forming elongated masses, intruded in folded supracrustal metamorphites (kinzigites and other paragneisses, amphibolites, *etc.*). Their silicic members are characteristically different in different areas, such as granodiorites (Orijärvi and very many other areas), trondhjemites (Kalanti area, *etc.*), charnockites (parts of the Turku area: Hietanen, 1947; western Uusimaa: Parras, 1941). They may be contaminated, but they rarely form migmatites on any large scale, and they rarely, if ever, are primarily ideal-granitic in composition. Pegmatites are insignificant and poor in potash feldspar except for the cross-cutting younger pegmatites belonging to the second group of granites.

The younger granites are commonly migmatic-palingenic, and ideal-granitic, and invariably accompanied by microcline-rich pegmatites. Above we have seen two different types of their formation: (1) granitization of granodiorite by replacement resulting in a medium- and even-grained granite, and (2) granitization of kinzigite through veined gneiss into massive pegmatites. In the Turku area the end result of a similar migmatization of kinzigite is (3) garnet and cordierite granite (Kakola granite near Turku; Hietanen, 1947) with ordinary granitic texture. Related to this type is (4) the Hangö—Helsinki granite, medium- and even-grained normal granite, looking homogeneous in hand specimen, but in large surfaces showing »ghostly remnants» in the form of biotite-rich schliers of gneiss and showing pre-granitic structural designs preserved over wide areas. From transitions it is evident that this common type of granite has first consisted of veined gneisses, and that the granitized masses are conformable to the adjacent schists. In many areas, on the other hand, they occur in the manner of cross-cutting masses and show no ghostly remnants. They then appear to have been mobilized as liquid magmas, although the rock could hardly be distinguished texturally from the common type. Another important manner of granitization is (5) that described from the Pitkäranta domes, a homogeneous but extremely foliated rock of ideal-granitic composition. Finally we have (6) granitization beginning with the crystallization of large phenocrysts, nowadays often called porphyroblasts, in schistose rocks gradually developing into coarse-grained porphyritic granite. The Vaasa granite, which will be commented upon later, seems to be a good example of this type. In southern Finland we also have typical coarse-grained porphyritic granites, such as the Perniö granite (Eskola, 1914) and the Mattnäs granite (Hausen, 1944). According to Hausen such coarse granites (Grobgranite) have consolidated from a palingenic magma, as true igneous rocks, an opinion shared by many other Finnish geologists including myself (Eskola, 1950). The petrochemistry of the granites from southwestern Finland has been discussed by Simonen (1948).

It seems to be a tendency at present in Finland to regard the term granites of the second group as synonym to palingenic granites, because they so commonly are palingenic (see, *e. g.*, Metzger, 1945). Such a use of the term, however, means confusion of two independent things: Relation of intrusion to orogeny and the mode of the *mis-en-place*, either by intrusion or metasomatism. It is logical to expect and has been proved by experience that typical granites of the second group belong to differentiation series. This means that basic plutonites, such as gabbros, open a new series of intrusions, ending with ideal granites, as described, *e. g.*, by Hietanen (1947) from the Turku district.

Sederholm's third group included some rounded massifs of coarse-grained granites cross-cutting the migmatites and granites of the second group in the Svecofennidic range. Some of these belong to differentiation series, as the Åva granite. Sederholm also included in the third group migmatite-forming granites in the Karelidic zone. His fourth group, again, is identical with the rapakivi granites.

Soon after Sederholm had proposed his age groups it was observed by many students that the granite groups stand in definite relation to the orogenic development and are identical to the three tectonic groups earlier mostly called synorogenic or syntectonic, serorogenic or late-tectonic, and postorogenic or posttectonic. Stille (1924) used the word synorogenic for epeirogenic movements during orogenic periods, and syntectonic, *etc.* were in common use for intrusions in the late twenties. Tröger (1929) says »haupttektonisch» instead of syntektonisch. In mutual understanding with Wegmann I proposed (Eskola, 1930) to substitute »tectonic» by »kinematic» and defined the conceptions synkinematic and postkinematic in the third edition of Ramsay's textbook (Ramsay, 1931). Wahl (1936 a, b) writes primorogenic instead of synorogenic.

The tectonic classification just outlined refers to intrusions and has, as far as I know, never been applied to metasomatism. It is, however, logical to classify also metasomatic granitization according to its relation to tectonic movements. Thus at Orijärvi (see p. 128) we have postkinematic granitization in a synkinematic pluton, in the Rauma area (p. 130) and in many other areas in southwestern Finland postkinematic and late-kinematic granitization of folded supracrustal formations. However, although granitization »with preservation of the old design» may occur over wide areas, it is part of orogenic and kinematic processes and locally resolves itself in violent folding, diapiric rise of granite and updoming. Therefore this kind of granitization, as a whole, is late-kinematic. Many of the smaller granite plutons in southwestern Finland are diapirs, and dome structures of layered formations are common in many areas (Parras, 1941). Some domes have granitic cores while others have not. In the Svecofennidic range no domes are capped with superimposed sediments. This is what may be expected in areas subjected to

only one orogeny, whereas mantled domes would arise if the Archaean land once denuded would be subjected to a new orogeny, as happened in the Karelian zone.

In the mantled domes at Pitkäranta or Kuopio both old synkinematic intrusions and folded sediments have undergone late-kinematic granitization connected with late-kinematic upheaval of granitized masses. This accounts for the textural differences between the rocks: At Lahdenperä (p. 129), in the areas of the Hangö and Helsinki granites, in the Kakola granite around Turku, and in the completely pegmatized kinzigite near Rauma (p. 133) the primary foliation almost vanished leaving only »ghost-like relics» in the form of biotite-rich schliers and streaks. At Pitkäranta the end result was an extremely foliated rock with platy quartz, as the granulites of Lapland.

Thus, in the Svecofennidic orogen the movements attending palingenesis in part consisted of a vertical rise due to the smaller density of the granitic material as compared with the average rock, but horizontal movements also influenced the late-kinematic development.

SAKSELA'S WORK ON THE GRANITES OF EAST BOTHNIA

In his papers on the geology of East Bothnia Saksela (1932, 1935, 1936) accepts the division of granites according to their relation to orogeny into an older synorogenic and a younger late-orogenic series. He writes as if he were the first to introduce a tectonic division of granites, which is not the case (see p. 137), but he showed originality in classing the migmatites and pegmatites with the older synorogenic series. He writes (1936, p. 282) concerning the synorogenic granites:

»— — — Die Streckungsrichtungen, in soweit man sie hat bestimmen können, verlaufen sowohl in den synorogenen Intrusiven als in den Schieferen, welche diese umgeben oder an sie grenzen, in auffallendem Masse gleich, und sind regional gleichen Schwankungen unterworfen. — — — Eine derartige Sachlage kann man u. a. in den ausgedehnteren Pegmatit- und Muskovitgranitintrusionen mitten in der Schieferzone feststellen.»

On the late-orogenic granites he writes:

»Wesentlich anders verhält es sich mit der spätorogenen Gruppe. Die Grenzen der von den Gesteinen dieser Gruppe gebildeten Gebiete schneiden im Kartenbilde sowohl die Streichrichtungen der älteren Gesteine als auch die lokalen Streckungsrichtungen und das allgemeine Achsialstreichen schroff ab. — — —»

Saksela stresses the close connection of his synorogenic granites with the migmatites and summarizes his conclusions as follows (*op. cit.*, p. 284):

»Zur synorogenen Gruppe gehören vorzugsweise mehr oder minder deutlich parallelstruierte, gleichkörnige Gneisgranite (auch Granodiorite), massige oder gepresste porphyrtartige Granite (u. a. der s. g. Vaasagranit) sowie Pegmatite und sich eng an diese anschliessende Muskovitgranite, welche letztgenannte ziemlich reichlich vorkommen. — — — Die Vertreter der spätorogenen Reihe sind sowohl nach Zusammensetzung wie auch Struktur von wechselnder Beschaffenheit. Zu ihnen gehören Gesteine von Graniten bis zu Peridotiten. Die saureren Glieder sind bedeutend in der Vormacht. Die Gesteine gehen oft allmählich in einander über und bilden hiernach zu schliessen eine schöne Differentiationsserie. — — —»

Saksela's conclusion that such pegmatites and muscovite granite as those in East Bothnia are synorogenic and older than the series of granodiorites and still more basic rocks, is contrary to all experience from the Archaean of Finland. Furthermore, it is clear, even from Saksela's own descriptions, that what he describes as synorogenic intrusions and migmatites is granitized older rocks with »preserved old design» (see p. 130).

The most comprehensive geological and petrological investigation of Central East Bothnia is that by Mäkinen (1916). He established a differentiation series from ultrabasics through gabbros, diorites, quartz diorites, microcline-quartz diorites, and granodiorites to granites, the latter including, as the youngest member, the pegmatites and muscovite granites which Saksela combines with the synorogenic series. According to Mäkinen the different members of the series form what we would now call complex plutons in which the rocks pass gradually one into the other. Only the microcline granite (including pegmatite) intersects the other rocks with sharp contacts. Mäkinen (1916, p. 38) first suspected that they would belong to the later, Karelidic, orogeny, or be »post-Kalevian», but finally regarded the Svecofennidic (»post-Bothnian») age as more probable.

Mäkinen's results and, to some degree, Saksela's own maps indicate that the differentiated plutons are tectonically comparable with the synkinematic intrusions rather than with the late-kinematic granites of southern Finland, having commonly accordant contacts and elongated masses of basic differentiates parallel to conformable contacts. They differ from the synkinematic »gneiss granites» in being more massive and exhibiting more often cross-cutting contacts. I would not say categorically that these plutons are synkinematic and I would warn geologists against the belief that a distinction between synkinematic and late-kinematic intrusions would always be practicable. It seems to me, *e. g.*, that a division like this cannot be applied at all to the plutons of Southern California (Larsen, 1948). The rocks of East Bothnia are, moreover, still very little known. It is to be hoped that a revision of the area, necessary for the intense prospecting work that will be pursued after the recent discoveries of valuable ore deposits, will throw more light on the geology of East Bothnia. — The granites and pegmatites regarded by

Saksela as older and synorogenic but by Mäkinen as younger, are decidedly like the younger late-kinematic granites and pegmatites of southern Finland.

Southern parts of East Bothnia have been investigated earlier by Väyrynen (1923, 1936) whose results also are contrary to Saksela's. According to him, *e. g.*, the Vaasa granite is younger than granodiorites, *etc.*, west of it in the parish of Vähäkyrö.

The Vähäkyrö area has recently been re-mapped by Helovuori (1949) whose investigation throws some light on the relations of the rocks and the origin of the Vaasa granite. This is a coarse porphyritic granite, most typically palingenic, with parallel lenticular inclusions of cordierite-almandite gneiss and other gneisses. Replacement of plagioclase by microcline is in evidence and the rock analyses show excess of alumina, partly contained in almandite. Locally the granite contains, as inclusions, lime-rich nodules, apparently originally concretions in argillaceous sediments, such as are found also in the schists of this area. Where enclosed in granite, they are apparently residual after a complete granitization of the schist. Saksela (1933, p. 12) found similar concretions in the schist and, nearby, enclosed in granite at Fäboda, parish of Pietarsaari (Jakobstad), and apparently did not understand that this is a clear evidence of granitization *in situ*.

The pyroxene-quartz diorites, *etc.*, (according to Saksela younger, late-orogenic) east of the Vaasa granite show increase in potash and development of microcline phenocrysts towards the contact. This means that they are older and partly granitized metasomatically, just as the Orijärvi granite (see p. 128).

Saksela (1935, pp. 24—25) classifies the Vaasa granite with the Jörn granite, and the granodiorites, *etc.*, with the Revsund granite in Sweden. Apparently the truth is this: The Revsund granite is younger and is largely palingenic and migmatic, just as the Vaasa granite is, whereas the Jörn granite is older and comparable with the granodiorites, *etc.*, in East Bothnia. Similarly Saksela (*op. cit.*) parallels the Vaasa granite with the »urgranites» of the Grängesberg area.

The above short review is sufficient to show that Saksela's conception of the Archaean geology of Finland is preposterous. In view of the role he ascribes to the pegmatites and muscovite granites it is no wonder that he believes such rocks to be able to produce ore deposits. The areas investigated and mapped by him must be re-investigated and re-mapped.

WERE THE DOMES OF PITKÄRANTA ORIGINALLY SEPARATE INTRUSIONS?

After a long digression we have to return for a while to the Pitkäranta domes. The question in the headline of this chapter is not essential for

the problem of updoming or granitization. If the domes are uplifted parts of a huge mass of granite gneiss, the concentric arrangement of ideal-granitic zones around more calcic central parts must be accounted for. This means that granitization must be assumed. The same is true if the domes were separate intrusions. Such intrusions, where preserved in their original state, have no potash-rich marginal zones but instead they very often display marginal enrichment in soda. The high percentages of soda in analyses 5 and 6 (Eskola, 1951, p. 25) of the marginal rock thus are rather in favor of my hypothesis.

Concerning Saksela's (1952, p. 118) remark »Die Kontakte der genannten Intrusivmassen waren ja nur ausnahmsweise mit der Richtung der jetziger Domkontakte gleichlaufend» he may be advised to compare Figs. 7 II and IV (Eskola, 1949) to find that sills in the strongly sheared zone near the contacts, if preserved in the present earth's surface, will be nearly parallel to the contacts.

I have stated the reasons why I prefer the alternative hypothesis of separate intrusions and leave the reader to choose between these and Saksela's arguments against my, and in part Trüstedt's, evidences.

Concerning the pegmatites, Saksela cannot have had any other example of an older pegmatite within the ore fields except the red dyke in the Meyer Mine described by Trüstedt.

THE PROBLEM OF THE ORES

I shall not lengthen this paper by entering into the numerous insignificant arguments in Saksela's discussion of the ore deposits, as the interested reader will find the answers in my paper of 1951. Thus he will find that I speak (p. 82) of pneumatolysis (=reactions effected by vapors) also in the sense that this conception has been defined by Schneiderhöhn. Only two of Saksela's assertions require a few remarks.

First, Saksela is right in saying, concerning the occurrence of magnetite, sphalerite, *etc.*, in serpentine, that these minerals do not represent an isogenetic paragenesis. My inexact words indeed justify Saksela's (1952, p. 123) remark: »Hier hat sich Eskola gründlich geirrt». He adds:

»Die Serpentinisierungen haben sich nämlich, wie zahlreiche Beispiele gezeigt haben, entweder vor der eigentlichen Erzbildung oder in deren letzten Phasen vollzogen.»

The former case is well exemplified by the ore pipes which contain lumps of older serpentine (Eskola, 1951, p. 61). This indicates that the pipes were formed at the same or still lower temperatures than the serpentines. Thus the phenomena observed, also according to Saksela's description, indicate low temperatures. This is natural to expect from deposits connected with serpentines compared with deposits of skarn ores.

Here I would add that, after my Pitkäranta paper was published, facts have accumulated to indicate that the ore formation in the serpentinous deposits, however, has taken place at higher temperatures than I believed when writing the paper. First, the study of the fluoborite (Eskola and Juurinen, 1952) taught me that the ore and gangue minerals in the New Field, at Ristaus and Lupikko may be considerably earlier than the serpentinization and thus be formed at higher temperatures. Second, it seems increasingly more probable than orthoclase is the high-temperature form of potash feldspar and not microcline, as I thought possible (Eskola, 1951, p. 41) (see Barth, 1952). If the orthoclase at Pitkäranta has been formed above an inversion point this affects the theories concerning the ore genesis considerably, especially increasing the probability of the rapakivi carrier hypothesis. The problem of the ore genesis is an intricate one and I cannot offer any simple solution, as does Saksela by saying that the ores come from pegmatites.

Saksela conceives the pegmatites as mainly juvenile. His ideas of the ore genesis thus have nothing in common with those of the petrologists who interpret the connection of ore deposits with granites, *etc.*, by assuming that the ores have been derived from primary sediments in connection with processes of granitization.

Saksela reprints at length my reasons contradicting the rapakivi carrier hypothesis but when he proceeds, in the sequel, to refute my objections against his pegmatite carrier hypothesis, he has not read my paper any more carefully than he had read Trüstedt's work when he wrote his paper of 1951. Thus, to prove »dass man in Trüstedts Werk zahlreiche schöne Beispiele von 'aktivem' Verhalten der Pegmatite findet», he (Saksela, 1952, p. 121) refers to p. 105 in Trüstedt and is not aware that I have referred to the same page and in part cited the same words. And he has not noticed the following sentence in my text (Eskola, 1951, p. 83): »Later, however, in the description of the individual fields he (Trüstedt) nowhere refers to such deposits». If any such deposits were described in Trüstedt's work, I think Saksela would have found and exploited them in full!

Earlier Saksela (1939) has applied the pegmatite carrier hypothesis to the Jussaari iron ore, a deposit that, from its structure, would seem to be a quartz-banded iron ore in migmatic surroundings. It seems to me that his 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.

REFERENCES

- BARTH, TOM. F. W. (1951) The feldspar geologic thermometers. *Neues Jahrb. Mineral. Geol., Abh.* 82, p. 143.
- ESKOLA, PENTTI (1914) On the petrology of the Orijärvi region. *Bull. Comm. géol. Finlande* 40.
- (1930) On the rocks of the Upper Bargousin and Namama regions in Transbaikalia. *C. R. Soc. géol. Finlande* 3; *Bull. Comm. géol. Finlande* 92, p. 1.
- (1949) The problem of mantled domes. *Quart. J. Geol. Soc. London* 104, p. 461.
- (1950) Nature of metasomatism in the processes of granitization. *Internat. Geol. Congress, Report of the eighteenth session, Great Britain 1948, Part III. Proc. of section B, Metasomatic processes in metamorphism.* p. 1.
- (1951) Around Pitkäranta. *Ann. Acad. Sci. Fennicae A, III*, 27.
- and JUURINEN, AARNO (1952) Fluorite from Pitkäranta. *C. R. Soc. géol. Finlande* 25; *Bull. Comm. géol. Finlande* 157, p. 111.
- HAUSEN, H. (1944) Geologische Beobachtungen im Schärenhof von Korpo-Nagu. *Medd. Åbo Akademi Geol.-miner. Inst. N:o 24. Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. XIV*, 12.
- HELOVUORI, OLAVI (1949) Havaintoja Vähänkyrön alueen kallioperästä. Manuscript in the Archives of the Institute of Geology, University of 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, p. 1019.
- LARSEN JR., ESPER S. (1948) Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey Quadrangles, southern California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 29.
- MÄKINEN, EERO (1916) Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. With an English summary. *Bull. Comm. géol. Finlande* 47.
- METZGER, ADOLF A. T. (1945) Zur Geologie der Inseln Ålö und Kyrklandet in Pargas — Parainen, S. W. Finnland. *Medd. Åbo Akademi Geol.-miner. Inst. N:o 27; Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. XV*, 3.
- PARRAS, KAUKO (1941) Das Gebiet der Pyroxen führenden Gesteine im westlichen Uusimaa in Südfinnland. *Geol. Rundschau* 32, p. 484.
- RAMSAY, WILHELM (1931) *Geologiens grunder I*, 3rd ed., revised by Pentti Eskola, Helsingfors.
- RANKAMA, KALERVO (1948) New evidence of the origin of pre-Cambrian carbon. *Bull. Geol. Soc. Am.* 59, p. 386.
- SAKSELA, MARTTI (1932) Tektonische und stratigraphische Studien im mittleren Ostbothnien, mit einigen Vergleichspunkten aus anderen Gebieten. *C. R. Soc. géol. Finlande* 5; *Bull. Comm. géol. Finlande* 97, p. 16.
- (1933) Suomen geologinen yleiskartta, lehti B 4, Kokkola. Kivilajikartan selitys. With an English summary. Suomen Geologinen Toimikunta.
- (1935) Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. *Bull. Comm. géol. Finlande* 110.
- (1936) Über die geologische Kartierung und die Einteilung der Granite im finnischen Grundgebirge. *C. R. Soc. géol. Finlande* 9; *Bull. Comm. géol. Finlande* 115, p. 275.
- (1939) Über einige Eisenerze im Jussaarigebiet, SW-Finnland. *C. R. Soc. géol. Finlande* 13; *Bull. Comm. géol. Finlande* 125, p. 9.
- (1951) Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze. *C. R. Soc. géol. Finlande* 24; *Bull. Comm. géol. Finlande* 154, p. 181.

- »— (1952) Nochmals über die Entstehung der Granitgneiskuppeln und der Erze, im Pitkärantagebiet. C. R. Soc. géol. Finlande 25; Bull. Comm. géol. Finlande 157, p. 115.
- SEDERHOLM, J. J. (1893) Om bärggrunden i Södra Finland. Fennia 8, N:o 3.
- »— (1924) Granit-gneisproblemen belysta genom iakttagelser i Åbo — Ålands skärgård. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 46, p. 129.
- »— (1928) Om graniterna i Sverige och Finland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 50, p. 45.
- SIMONEN, AHTI (1948) On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennidic territory of Southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 141.
- STILLE, HANS (1924) Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
- TRÖGER, E. (1929) Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. Neues Jahrb. Mineral. Geol., Beilage-Bd. 60, p. 1.
- 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, p. 67.
- WAHL, W. (1936a) Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 58, p. 90.
- »— (1936b) The granites of the Finnish part of the Svecofennian Archaean mountain chain. C. R. Soc. géol. Finlande 9; Bull. Comm. géol. Finlande 115, p. 489.
- WEGMANN, C. E., und KRANCK, E. H. (1931) Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. Bull. Comm. géol. Finlande 89.
- VÄYRYNEN, HEIKKI (1923) Petrologische Untersuchungen der granitodioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande 57.
- »— (1936) Über die Altersverhältnisse der Granite von Süd-Finnland und Pohjanmaa. C. R. Soc. géol. Finlande 9; Bull. Comm. géol. Finlande 115, p. 251.

GEOLOGISIA TIEDONANTOJA — GEOLOGICAL NOTES

1

DIOPSIDE FROM JUVA, FINLAND ¹

BY

AARNO JUURINEN AND KAI HYTÖNEN

Institute of Geology, University of Helsinki

The mineral described here occurs in a loose boulder obtained through the courtesy of Professor Martti Saksela, Institute of Geology, University of Helsinki. The fine-grained rock, snow-white in color, consists of diopside (approximately 60 %), calcite (30 %), and serpentine (10 %). The texture is granoblastic. Diopside contains a few dark inclusions the very small size of which does not permit any closer identification.

Diopside was separated from the rock by Professor Th. G. Sahama, University of Helsinki, by means of a Frantz-type isodynamic separator and by centrifuging the material in Clerici solution. The purity of the powder analyzed was tested under the microscope in an immersion liquid with approximately the same refractive index. No foreign grains were found; the amount of inclusions was very small. The purified material was analyzed chemically by one of us (A. J.) with the following result:

Constituent	Diopside Juva, Finland %	Theoretical composition of CaMg(SiO ₃) ₂ %
SiO ₂	54.66	55.48
Al ₂ O ₃	0.07	—
Fe ₂ O ₃	0.68	—
FeO	0.07	—
MnO	0.02	—
CaO	25.85	25.90
MgO	18.78	18.62
TiO ₂	0.00	—
H ₂ O+	0.22	—
H ₂ O—	0.00	—
Total	100.35	100.00

¹ Received December 21, 1951.

The physical constants, determined by one of us (K. H.), were found to be as follows:

Diopside, Juva, Finland.	Pure diopside according to Winchell (1951)
$2V\gamma = 60^\circ$ (Universal stage)	58°
$c \wedge \gamma = 38^\circ$ (» »)	38.5°
$\alpha = 1.664$	1.664
$\beta = 1.673$	1.6715
$\gamma = 1.695$	1.694
Sp. gr. $\frac{20^\circ}{4^\circ} = 3.259$ (Pycnometer)	3.275

The chemical analysis and the physical constants show that the mineral is an unusually pure diopside.

A batch of the pure material was sent to Dr. K. K. Kelley, of the Pacific Experiment Station, Berkeley, Calif., U. S. A., for calorimetric measurement of entropy and high temperature heat content.

REFERENCE

- A. N. WINCHELL and H. WINCHELL (1951) Elements of optical mineralogy. Part II. Fourth Edition.

STELLERITE FROM SILLBÖLE, FINLAND ¹

BY
VELJO MATTINEN

Institute of Chemistry, University of Helsinki

Sillböle is an old iron mine located about 12 km north-northwest of Helsinki. The iron-ore is magnetite in andradite, diopside, and hornblende skarn replacing humite-bearing limestone and surrounded by diopside-hornblende gneiss which gradually passes over into biotite gneiss. The ore and skarn as well as the surrounding gneisses are cut by dikes of microcline and oligoclase pegmatite. A petrographic description of the occurrence was given by Tammekeann (1925).

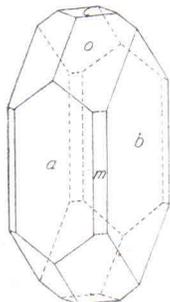


Fig. 1. Stellerite from Sillböle.

A specimen, (No. 6067 in the collections of the Institute of Geology, University of Helsinki) of magnetite-pyroxene skarn shows a fissure vein composed of calcite, quartz, and stellerite.

The stellerite occurs as minute plate-shaped crystals with a maximum diameter of 1 or 2 mm. The crystals are sensibly orthorhombic (Fig. 1), all the four *o* (111) faces being represented. The angles were measured on a two-circle goniometer, and the results obtained lead to an axial ratio (see below) agreeing, within the limits of possible error, with the values earlier obtained by Morozewicz (1909) and Wheeler (1927). The crystal faces are, however, too poor to give entirely definite values. Thus the mineral may well be really monoclinic, as concluded by Pabst (1942) on the basis of an X-ray investigation. The results are tabulated below.

Axial ratio: $a : b : c = 0.98 : 1 : 0.75$.

Observed forms: *a* (100), *b* (010), *c* (001), *m* (110), *o* (111).

Cleavage: perfect *b* (010).

Specific gravity: 2.23 (Clerici solution and Westphal balance).

Indices of refraction: $\alpha = 1.484$, $\beta = 1.492$, $\gamma = 1.495$ (immersion method).

Optical character: negative with a small axial angle.

Optical orientation $\alpha // c$, $\beta // b$, $\gamma // a$.

Chemical composition (1).

¹ Received February 5, 1952.

Constituent	1	2	3
SiO ₂	59.96	59.23	59.23
Al ₂ O ₃	14.98	15.04	14.41
Fe ₂ O ₃	0.00	0.05	0.22
CaO	6.24	7.96	8.23
Na ₂ O	0.12	0.31	tr.
K ₂ O	1.52	—	—
H ₂ O—(<110°)	3.08	} 17.94	} 18.15
H ₂ O+(>110°)	13.94		
Total	99.84	100.53	100.24

The analysis was made on pure material separated by means of Clerici solution. The analyses of stellerite from Kongsberg (Neumann, 1944; 2), and Copper Island (Morozewicz, 1909; 3) are quoted for comparison in the tabulation. The general agreement is satisfactory, and particularly the analyses quoted agree in the practical absence of sodium. Thus, if Pabst is right in his assertion that stellerite is monoclinic and really belongs to the stilbite series (see Winchell, 1951), it still deserves its special name as the end member of this series. It is to be noted that the habit of the crystals of the Sillböle stellerite is characteristically orthorhombic and not like that of the common stilbite, which usually occurs in sheaf-like groups. Also this stellerite, like that at Kongsberg, occurs in a metasomatic deposit, whereas stilbite is notoriously characteristic of cavities in volcanic rocks.

The above investigation was carried out under the direction of Professor Pentti Eskola of the Institute of Geology, University of Helsinki. His constant advice and encouragement are gratefully acknowledged.

REFERENCES

- MOROZEWICZ, J. (1909) Über Stellerit, ein neues Zeolithmineral. Quoted in Third Appendix to Dana's System of Mineralogy. New York 1915, p. 74.
- NEUMANN, H. (1944) Silver deposits of Kongsberg. Norg. Geol. Undersökelse No. 162. p. 108.
- PABST, ADOLF (1938) The relation of stellerite and epidesine to stilbite. Mineralog. Mag. 25, p. 271.
- TAMMEKANN, A. (1925) Über die Petrographie des Grubenfeldes von Sillböle bei Helsinki (Helsingfors). Fennia 45, N:o 10. (W. Ramsay-Volume).
- WHEELER, E. P. (1927) Stellerite from near Juneau, Alaska. Am. Mineral. 12, p. 360.
- WINCHELL, ALEXANDER N. (1951) Elements of optical Mineralogy. Part II. Fourth ed., p. 345.

